

GB
651
I63
no. 53



UNION GÉODÉSIQUE ET GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE
INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND GEOPHYSICS

ASSOCIATION INTERNATIONALE
D'HYDROLOGIE SCIENTIFIQUE

INTERNATIONAL ASSOCIATION
OF SCIENTIFIC HYDROLOGY

ASSEMBLÉE GÉNÉRALE DE HELSINKI

25-7 — 6-8 1960

GENERAL ASSEMBLY OF HELSINKI

COMMISSION D'ÉROSION CONTINENTALE
COMITÉ DES PRÉCIPITATIONS
COMITÉ DE L'ÉVAPORATION ET DE L'ÉVAPO-TRANSPIRATION
COMITÉ DES INSTRUMENTS
COMITÉ DE STANDARDISATION
COMITÉ DES SUBSTANCES DISSOUTES

COMMISSION OF LAND EROSION
COMMITTEE OF PRECIPITATION
COMMITTEE OF EVAPORATION AND EVAPO-TRANSPIRATION
COMMITTEE OF INSTRUMENTS
COMMITTEE OF STANDARDIZATION
COMMITTEE OF DISSOLVED MATTERS

PUBLIÉ AVEC L'AIDE FINANCIÈRE DE L'UNESCO ET DE LA
NATIONAL SCIENCE FOUNDATION (USA)

PRIX : 350 Frs belges

PUBLICATION N° 53

DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE D'HYDROLOGIE SCIENTIFIQUE

SECRÉTAIRE : L.J. TISON
BRAAMSTRAAT 61, (RUE DES RONCES)
GENTBRUGGE (BELGIQUE)
1960

I. COMMISSION DE L'ÉROSION CONTINENTALE

COMPTES-RENDUS DES SÉANCES

1^{er} SÉANCE—29 JUILLET 1960—MATINÉE

Etaient présents :

TIXERONT J.	Tunisie	GRAHL W.	Allemagne
ANDREAE	Allemagne	HENNING D.	Allemagne
DIACONU C.	Roumanie	FOURNIER	France
DUMITRESCU V.	Roumanie	DURUM W. H.	U.S.A.
VAN WIJNGAARDEN H.	Hollande	LANGBEIN W. B.	U.S.A.
LUNDAGER JENSEN J.	Danemark	HIRSCH A. R.	France
FRODE EBERT	Danemark	DARLOT A.	France
GAZZOLO T.	Italie	WILM	U.S.A.
GHERARDELLI L.	Italie	VIBERT	France
VAL A.	Uruguay	KOROLEFF	Finlande
RANGELEY W. R.	Angleterre	KELLER	Germany
NORING F.	Allemagne	MANDEL	Israël
MATTHESS G.	Allemagne	SCHMORAK S.	Israël
SCHIEDEGGER	Canada	WOLF P. O.	Angleterre
WALKE	U.S.A.	KOHLER M. A.	U.S.A.
KURON	Allemagne	TISON L. J.	Belgique

Monsieur TIXERONT, Président de la Commission, ouvre la séance en ces termes :

Exposé du Président :

Notre commission a été créée sous l'impression des destructions de sols constatées au cours des travaux de mise en valeur rapide des pays neufs. Ces destructions sont en première ligne préjudiciables à l'Agriculture. C'est là l'aspect agropédologique de l'érosion. Elle produit d'autre part des effets spectaculaires sur les bassins versants des cours d'eau : ravinements, comblements des réservoirs, augmentation du débit des crues, etc. J'appellerai cela l'aspect hydrologique de l'érosion. Mais l'érosion agit indépendamment de l'Agriculture et de l'action de l'homme. C'est ce que j'appellerai l'aspect géophysique. Il s'agit de trois aspects d'un même phénomène. Cependant, je les ai distingués pour faciliter la présentation de quelques observations sur le travail de la Commission.

1. AGROPÉDOLOGIE

Les conditions agronomiques, pédologiques, climatiques qui agissent sur un champ sont très variées. On les a étudiées sur des parcelles expérimentales et des résultats importants ont été communiqués à notre Commission. Je voudrais ici

insister sur un point qui me paraît fondamental. C'est le rapport entre l'érosion et le bilan hydrologique du sol, en d'autres termes l'interaction de l'eau, du sol et du végétal en égard à l'érosion.

La couverture végétale est le principal agent de protection des sols. Une protection continue ne peut pas être assurée si l'évapotranspiration potentielle dépasse l'alimentation en eau des plantes. Dans le cas où certains mois sont déficitaires, la couverture peut cependant se maintenir en permanence si la capacité de rétention des sols est assez forte pour reporter l'eau des mois excédentaires sur les mois déficitaires, et si la période déficitaire est assez courte.

Ainsi donc, la distribution saisonnière des pluies, de l'évapotranspiration potentielle et la capacité de rétention du sol contrôlent étroitement l'érosion, comme ils contrôlent le bilan hydrologique.

Dans nos communications aux précédents congrès, nous avons signalé pour la Tunisie que les taux d'abrasion en Tonnes par Km² augmentaient d'abord avec les précipitations, passaient par un maximum entre 300 et 700mm de précipitations par an, puis diminuaient. La raison de ce fait qui a été vérifié par d'autres études est donnée par les considérations qui précèdent. Mais le dépouillement d'un matériel d'observation plus abondant m'amène à faire quelques réserves sur cette relation qui peut se trouver en défaut par l'action de l'homme.

Cette action déplace les équilibres naturels. L'homme remplacera par exemple un couvert forestier à grand enracinement par des plantes annuelles à faible enracinement. La conséquence est pratiquement une diminution de la capacité de rétention du sol et une vulnérabilité plus grande à la fin des périodes déficitaires.

Je n'insiste pas sur ces considérations qui ont été développées ailleurs. Elles mettent en lumière l'importance de l'hydrologie des sols, secteur apparemment trop négligé des hydrologues, et qui nécessite les efforts communs des hydrologues et des agronomes.

2. HYDROLOGIE

C'est l'aspect hydrologique qui a été jusqu'à présent le plus étudié par notre commission. C'est assez naturel, puisqu'il suffit d'ajouter au programme d'observation de nos réseaux hydrométriques la mesure des transports solides ou en dissolution pour augmenter méthodiquement et à peu de frais nos connaissances. En fait, nous avons enregistré des renseignements très abondants sur les taux d'abrasion des bassins versants de nombreux pays. Il faudra en tirer des lois et des relations permettant de prévoir d'une façon générale les taux d'abrasion.

Les tentatives les plus poussées à ce sujet ont été présentées par les U.S.A. Pour certains groupes de bassins, on a réussi à présenter l'érosion par des formules du type :

$$\log E = \log A + \sum x_n \log X_n$$

Dans cette formule

E est un taux d'abrasion en Tonnes

A est une constante

X_n est l'évaluation numérique caractérisant un facteur spécialement actif et mesurable.

x_n est la puissance d'action de ce facteur.

Les termes de cette formule se calculent par régression si on dispose d'observations sur un grand nombre de bassins voisins et analogues. Mais cela ne suffit pas pour passer à des régions différentes. Il faut alors essayer de se rendre compte comment

varient la nature et la puissance des facteurs critiques d'une région à l'autre, d'un climat à l'autre. Une telle étude ne peut passer sur le plan quantitatif qu'après avoir rassemblé des observations touchant des bassins très variés.

C'est pourquoi il est nécessaire que notre commission continue à accumuler la documentation concernant les débits solides des cours d'eau.

3. GÉOPHYSIQUE

L'aspect géophysique n'a été jusqu'ici envisagé que par les géographes et les géologues. Je constate cependant qu'il n'a pas été négligé dans les communications qui vont vous être présentées, dont la première contient un essai d'estimation de l'érosion à l'échelle du globe terrestre. Les progrès réalisés récemment dans la datation des dépôts et les nivellements pour l'étude des mouvements tectoniques récents permettront de faire déboucher ces études sur des appréciations quantitatives.

Je crois que notre commission a un rôle important à jouer dans ces études. Comme cas particulier, je signalerai l'érosion glaciaire qui, me paraît un sujet d'études important, à traiter plutôt, à vrai dire, par la Commission des Neiges et Glaces.

4. LA CARTOGRAPHIE

Un des avantages principaux des Cartes hydrogéologiques est que leur établissement force de temps en temps les hydrologues à réfléchir et à synthétiser les connaissances.

La cartographie agropédologique est bien plus importante pour l'érosion. Un bassin est constitué par une mosaïque de champs à caractères très différents. On ne dispose de données d'observation que sur les champs expérimentaux. Pour intégrer les effets du champ à l'échelle du bassin, la cartographie est indispensable. Elle est d'ailleurs plus aisément réalisable que celle des cartes de géologie et hydrogéologie qui doivent définir les conditions du substratum accessible seulement aux sondages profonds. Les cartes nécessaires sont les cartes des effets de l'érosion, et les cartes des facteurs de l'érosion. Un petit nombre de cartes de ces types a été présenté à l'exposition des cartes hydrogéologiques. Il serait je crois très utile de réserver à une exposition de cartes plus complète une place au symposium qui doit être organisé en 1962 par nos collègues italiens.

Cette exposition pourrait être complétée par une exposition d'instruments de mesure : appareils de prélèvement de débit solide des cours d'eau ; appareils d'aspersion pour arosage artificiel ; appareils de mesure d'humidité du sol ; appareils de mesure de l'érodibilité du sol, etc....

Telles sont les quelques réflexions que j'ai tenues à vous présenter avant d'ouvrir la séance. Je vous demande de réfléchir au programme d'action futur de la commission de façon à définir ce programme avant la fin de cette assemblée.

Je demande à Monsieur MADDOCK de présider notre première séance.

* * *

Monsieur MADDOCK ouvre la première séance. Les rapports suivants sont présentés :

F. FOURNIER — Débits solides des cours d'eau. Essai d'estimation de la perte de terre subie par le globe terrestre.

DISCUSSION

a) Intervention de Monsieur RODIER

Les résultats présentés par l'auteur sont extrêmement intéressants. A première vue il semble que cette étude n'ait pas tenu compte de la couverture végétale, mais en fait le facteur $\frac{p^2}{P}$ est lié dans une large mesure avec la densité de la couverture végétale : plus les pluies sont réportées, plus $\frac{p^2}{P}$ est petit et plus la couverture végétale est dense. De plus l'utilisation d'une courbe spéciale pour les zones semi arides tient compte implicitement de la végétation.

D'autre part a-t-on tenu compte des cours d'eau tropicaux à forte pente tels que le Wouri ou les rivières du pays bamiléké.

Réponse

Monsieur Fournier n'a pu utiliser les données relatives aux cours d'eau Africains cités par Monsieur Rodier, mais a utilisé certains cours d'eau Asiatiques tels que le Yang Tsé à la sortie des Montagnes.

b) Intervention de Monsieur TIXERONT

Demande à Monsieur Fournier de bien vouloir donner quelques valeurs numériques correspondant à ses graphiques.

Réponse

Les courbes *A* et *B* se recoupent en un point de coordonnées approximatif $\frac{t^2}{P} = 20$ $E = 100T/Km^2$. La courbe *B* a été fournie jusqu'à $2.500 T/Km^2$ environ. La courbe *C* jusqu'à $1.000 T/Km^2$; la courbe *D* jusqu'à $10.000 T/Km^2$.

c) Intervention de Monsieur VIBERT

Monsieur VIBERT fait remarquer que le coefficient climatique utilisé n'est pas un nombre pur et demande, par conséquence, à l'auteur de la communication de bien vouloir préciser les unités à mettre en œuvre dans l'application de sa formule. Il rend hommage à l'effort considérable que représente les résultats obtenus et se permet de suggérer à l'auteur qu'il serait peut-être souhaitable au prix d'un nouvel effort d'homogénéisation de tendre vers une formule à caractère universel.

d) Intervention de Monsieur TRICART

Très vivement intéressé par la communication de Monsieur Fournier, il me semble cependant nécessaire de souligner que les valeurs numériques obtenues au moyen de la formule semblent fortement surestimées. En effet, en admettant, conformément aux résultats des méthodes de datation radioactives, une durée de 10^6 ans pour le Quaternaire, nous arrivons à une ablation moyenne de $400''$ pour cette période.

Or, même en régions de montagnes, comme les Alpes ou les Andes, l'ablation moyenne quaternaire est beaucoup plus faible. Dans les Alpes, périodes glaciaires incluses, elle doit être de l'ordre de 50 ou 100^m seulement; dans le bassin de Paris, on ne dépasse pas en moyenne quelques mètres, de même dans de vastes régions d'Afrique occidentale et du Brésil.

Il faudrait donc rechercher les causes de cette surestimation systématique. Il me semble qu'elle est double :

- intervention de l'Homme, accélérant l'érosion;
- utilisation de données certainement plus nombreuses pour les bassins à forte turbidité que pour des bassins à faible turbidité. Ainsi, le Fleuve Jaune, utilisé par Monsieur Fournier est un cas pathologique. Le Congo, où aucune mesure systématique n'est faite, donnerait des valeurs bien moindres.

Il serait donc nécessaire de modifier les coefficients de la formule qui, par ailleurs, semble revêtir une forme satisfaisante.

Réponse

Monsieur Fournier a fait lui-même toutes réserves sur la précision de mes évaluations qui définissent plutôt des conditions d'érodabilité, mais qui devront subir des ajustements basés sur une information plus complète.

* * *

F. BAUER : Schwebestoffmessungen.

DISCUSSION

Intervention de Monsieur VAL ALBERTO

On se demande s'il est possible de trouver une méthode normalisée dans les appareils pour la mesure des matériaux en suspension et faire leur comparaison dans le même plan.

Réponse

On n'est pas encore arrivé à développer une méthode à mesurer les débits solides, qui soit acceptable par tous. En Europe ce sont spécialement la Suisse, l'Autriche et l'Allemagne qui s'en occupent. Les expériences faites sont comparées. Cette comparaison est possible parce que les méthodes appliquées dans les divers pays ne sont pas trop différentes.

* * *

J. TIXERONT : Les débits solides des cours d'eau d'Algérie et Tunisie.

DISCUSSION

Intervention de Monsieur TRICART

Très vivement intéressé par la communication de Monsieur Tixeront, je crois nécessaire de préciser deux points dont la méconnaissance risquerait de nuire au programme de recherches tracé.

1) La différence d'échelle de temps entre des mesures instantanées comme les mesures hydrologiques et l'évolution géomorphologique et géologique. Par exemple, les phénomènes tectoniques n'interviennent que très progressivement et avec un retard d'au moins plusieurs centaines de milliers d'années. Pour qu'ils jouent à plein,

il faut que les talwegs aient désigné la région soulevée et créé ainsi le système de pentes accentuant le ruissellement.

2) Les corrélations statistiques sont forcément très grossières, d'où leur précision relativement faible. Elles traitent globalement les résultats, influencés par des processus contradictoires. Aussi leur précision s'améliorera-t-elle seulement avec une meilleure connaissance de ces processus. Or, leur analyse est l'objet de la géographie physique qui progresse rapidement.

Il est donc regrettable que l'U.G.G.I. et les spécialistes de géographie physique s'ignorent complètement. Il est nécessaire que des liens soient établis si nous voulons arriver à une solution du problème de la mise en valeur agricole du Globe, si justement posé par Monsieur Tixeront.

Réponse

Monsieur Tricart a attiré l'attention sur l'importance de la lithologie du substratum. Je ne crois pas avoir sousévalué cette importance comme on peut le voir à l'examen de la carte d'érosion qui figure à l'exposition. Monsieur Tricart pense que le tectonique, qui joue bien un rôle, le joue dans une échelle de temps beaucoup plus longue.

Je suis bien d'accord sur la lenteur des mouvements tectoniques, mais ils ont cependant des effets encore visibles longtemps après qu'ils ne se soient produits : inversions de relief, etc... On dispose de moyens géophysiques qui permettront, je l'espère, de donner rapidement des précisions : datation géologique, niveleurs de haute pression, etc... Je suis tout à fait d'accord sur la nécessité de liaison entre les travaux des géographes et ceux des géophysiciens.

* * *

M. VAN WIJNGAARDEN: Influence of riverworks on the Equilibrium of the river-bottom in the vicinity of the River Rhine in the Netherlands.

PAS DE DISCUSSION

* * *

N. KOROLEFF: Chemical composition of lake water from Kalkavesi.

PAS DE DISCUSSION

* * *

J. TRICART: Les modalités de la morphogénèse dans le lit du Guil au cours de la crue de mi-juin 1957.

DISCUSSION

a) Intervention de Monsieur TIXERONT

D'où venaient les matériaux du Guil ?

Réponse

Les matériaux les plus grossiers viennent en général du voisinage immédiat du cours d'eau. Les versants contribuent avec des matériaux composites et plus fins : argiles, produits d'abrasion des schists, cailloutes, etc. Certaines matériaux argileux proviennent de loupes de glissement.

b) Intervention de Monsieur DARLOT

Je crois devoir souligner un des facteurs qui a été mis en évidence par Monsieur Tricart au cours de son étude. Il est apparu en effet qu'il était indisponible, sur des cours d'eau à régime torrentiel comme le Guil, de supprimer de façon systématique toute la végétation arbustière existant le long des berges ou dans le milieu des lits. Ce sont en effet les arbres projetés dans les lits à la suite des sapements des berges qui ont été le coup essentiel des embâcles au niveau des ponts notamment et les arbres qui garnissent les berges actuellement installés à la suite de la crue risquent d'être projetés dans le lit même lors de crue de faible importance. Il convient donc de les éliminer et de les remplacer par une végétation en bois de taillis qui n'est pas susceptible de fournir des charges flottantes dangereuses et qui, en ralentissant l'écoulement au niveau des rives tend à concentrer le courant dans l'axe du lit.

c) Intervention de Monsieur VIBERT

Monsieur Vibert donne ses vives félicitations à l'auteur pour sa très belle communication et lui demande de bien vouloir donner quelques renseignements sur le réaménagement de l'ensemble des bassins versants auquel son étude a servi de point de départ.

Réponse

L'objet de cette étude a été de fournir des indications sur les modifications de la dynamique naturelle provoquées par la catastrophe afin de faciliter un réaménagement du bassin-versant (protection des routes, villages et cultures). La connaissance des phénomènes de résonance a permis de proposer d'agir sur le point de déroulement des phénomènes où l'action est la plus efficace. Monsieur DARLOT, chef de la Section Technique Hydraulique du Génie Rural (Ministère de l'Agriculture) pourra vous donner plus de détails sur ces problèmes.

L'origine des matériaux charriés lors de la crue varie suivant la classe granulométrique considérée :

1) Les sables grossiers, galets et blocs proviennent uniquement de blessures étroitement localisées : sapement des berges et remise en marche des bancs de galets des torrents principaux, sapement du pied des versants, incision de nouveaux talwegs élémentaires sur les versants du fait d'un coefficient de ruissellement exceptionnel.

2) Les troubles ont une provenance plus généralisée : outre les origines ci-dessus, il y a eu un ruissellement diffus sur les versants et, surtout, localement, des niches de décollement de petite taille (2 à 10^m de diamètre dans les argiles d'altération des schistes qui ont, dans certains sites favorables, dépassé la limite de liquidité. Ici encore, on retrouve donc la différence de comportement des diverses fractions granulométriques.

Les communications suivantes sont présentées sans discussion par leur résumés distribués aux assistants :

C. VITA FINZI : Post Roman Changes in Tripolitanian Wadis.

MM. THUROVSEV (U.R.S.S.) : Several Methods of quantitative register of soil losses due to water and wind-erosion.

P. SURMACH : Artificial Overhead irrigation to study the capacity for infiltration of the soil, flowing and washing away.

K. L. KHOLUPYAK : Antierosional arrangement of forest plantations and its quantitative indices.

V. KOZLIC : Elements of protective effect of hydraulic Erosion Control.

J. DVORAK : Surface run-off as factor of water Erosion.

2^{me} SÉANCE : 29 JUILLET 1960 — APRÈS-MIDI

La séance est ouverte par Monsieur Kuron qui préside aux discussions :

Etaient présents, Messieurs :

VOLKER A.	Holland	VAL ALBERTO	Uruguay
CANALI	Italia	RANGELEY	U.K.
GHERARDELLI	Italia	TONINI	Italia
MORANDINI	Italy	GAZZOLO	Italia
SHAW S. H.	U.K.	LIBRICHT	U.S.A.
WALKE C. L.	U.S.A.	LEPPANEN	U.S.A.
ANDREAE	D.D.R.	GRAHL	D.D.R.
TRICART	France	HIRSCH A. R.	France
DARLOT	France	KOROLEFF	Finlande
MANSELL-MOULLIN M.	U.K.	SAARINEN J.	Finland
SZESZTAY K.	Hungary	MINK J. F.	U.S.A.
POLAND J. F.	U.S.A.	NASH J. E.	U.K.
FOURNIER F.	France	VISCHER F. N.	U.S.A.
VOLK J.	Germany	TIXERONT J.	France
DUMITRESCU V.	R. P. Roumanie	ALLARD W.	U.K.
LUNDAGER J.-JENSEN	Denmark	DIAONU C.	R. P. Roumanie
		FRODE EBERT	Denmark
		TISON	Belgique

Les communications suivantes sont présentées :

GAZZOLO-BASSI : Contribution à l'étude du degré d'érosion des sols qui constituent les bassins de montagne des cours d'eau italiens.

DISCUSSION

a) Intervention de Monsieur RODIER

Demande au conférencier si les 20 stations de mesure qu'il avait citées étaient établies sur des parcelles expérimentales d'érosion ou des stations de mesure de transports solides en suspension, sur les cours d'eau.

Réponse

Stations de mesure de transports en suspension sur des cours d'eau.

* * *

H. KURON : Langfristige Messungen von Abfluss und Abtrag auf drei typischen Boden Deutschlands.

DISCUSSION

a) Intervention de Monsieur FOURNIER

- 1) Quelle est la dimension des parcelles expérimentales. $R = 2 \times 8$ mètres.
- 2) A-t-on établi des corrélations entre l'intensité et la hauteur des pluies individuelles d'une part, et les pertes en terre d'autre part ? En quelques points de zone tropicale une relation a été trouvée entre $\frac{h^2}{T}$ (h = hauteur de la pluie; T = durée de la pluie) et les pertes en terre.

Réponse

Ces données seront publiées ultérieurement. La situation est différente en Allemagne par rapport à la zone tropicale.

b) Intervention de Monsieur TIXERONT

Sur une parcelle, on a relevé en 1 an 11 pluies érosives de plus de 10 m/m avec cadence de 0,3 m/m/minute. Les études destinées à caractériser chaque type de sol vont donc durer très longtemps.

- 1) Proportion d'érosion annuelle avec pluies de plus de 10 m/m.
- 2) Monsieur KURON n'envisage-t-il pas de pratiquer l'arrosage artificiel pour aller plus vite.
- 3) Les sols types étudiés ont-ils une grande extension ?

Réponse

La plus grande part de l'érosion est due aux pluies de plus de 10 m/m. On s'occupe d'essais par arrosage artificiel. Les types de sols étudiés correspondent à des surfaces très étendues : les sols de loess sont surtout dans les plaines, et les autres dans les coteaux.

* * *

C. JUNG : Einfluss der Steinauflage auf Abfluss und Abtrag bei Schieferböden.
Communication présentée par Monsieur KURON.

PAS DE DISCUSSION

* * *

O. BIRCK : Influence of Litter of the Broad leaved forest on soil conservation.

PAS DE DISCUSSION

B. KAZO et A. TOTH : Emploi d'un moyen de conditionnement contre l'érosion des sols.
Communication présentée par Monsieur SZESTAY.

DISCUSSION

a) *Intervention de Monsieur H. KURON*

To what depth the Solacrol was worked in ?

Small changes in the surface conditions of soils caused by erosion can well be detected by the inspection of thin sections of fixed soil samples taken in undisturbed condition. Especially the scaling of soil pores is easily to be detected by this.

Réponse de Monsieur SZESZTAY

I will see the hungarian text of B. KASO and A. TOTTH and will give answer if possible in the course of the meeting.

Après les réunions de la Commission, Monsieur SZESZTAY a remis la réponse complémentaire suivante :

About the thickness of the soil layer treated by Solakrol I can mention that the quantity used is 0,2 t/ha. Concerning the problem of soil samples : It is true that the comparison of the samples gives some information about the erosion process, but by *marking the individual soil particles* by isothopic materials probably more detailed picture of the process may be gained. (Adress of Mr. KAZO : Budapest; 11 Herman 0.15, Hungary).

* * *

TH. MADDOCK: Erosion Control on Five Mile Creek, Wyoming.

DISCUSSION

a) *Intervention de Monsieur W. C. ACKERMANN*

Will the introduction of vegetation to stabilize the banks of Five Mile Creek cause a problem by increasing vegetation water use ?

Réponse

Not in this area since there is a water surplus rather than a deficiency.

b) *Intervention de Monsieur W. ALLARD*

Monsieur W. ALLARD asked what the slope of the channel was in the length in which the control was effected.

Réponse

The slope was 26 feet per mile = $1/200$.

* * *

N. V. PETERSON AND R. F. HANDLEY: Effectiveness of Erosion Abatement Practices on Semiarid Rangelands in Western United States. Communication présentée par Monsieur MADDOCK.

DISCUSSION

a) Intervention de Monsieur LAYCOCK

Is reduction in grazing to levels that provide for good range condition (for grazing) adequate ?

In many cases, reduction to levels that would permit the necessary degree of watershed improvement must be greater than this. Would you please comment on this point ?

Réponse de M. MADDOCK

If by *adequate* is meant enough vegetation to prevent excessive soil removal, then it must be stated that even with complete elimination of grazing; erosion would still continue at a relatively high rate.

Il est donné connaissance des communications suivantes par titres et résumés :

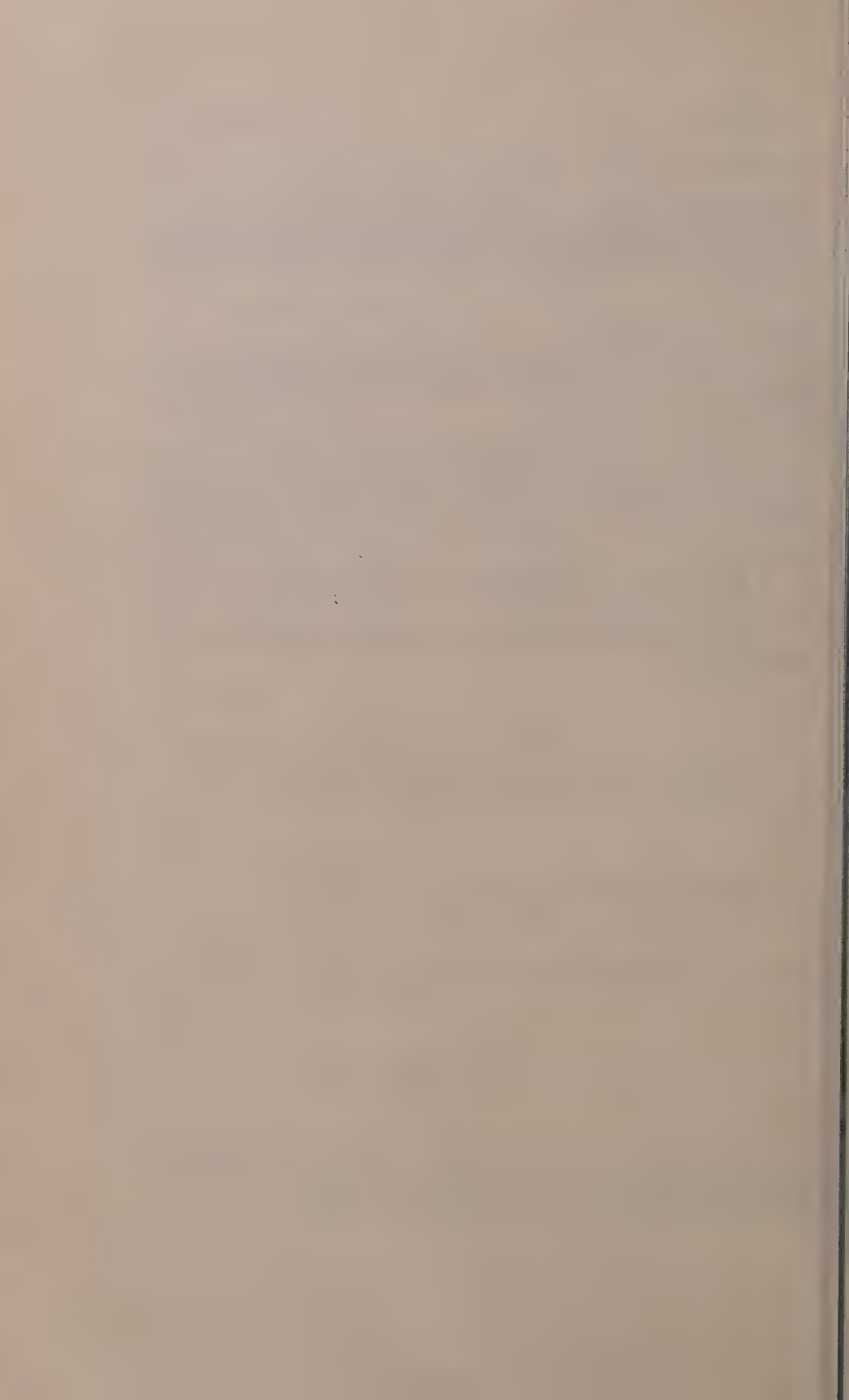
D. L. ARMAND : Methods of projecting a network of forest shelterbelts to fight erosion.

V. V. SLASTICHIN : Sur l'évaluation du danger d'érosion provoquée par les précipitations.

B. B. GOSSAK : On the Mechanism of the Erosion under furrow irrigation.

S. SCORODUMOV : About methods of studying of agrotechnical control with the Water Erosion of Soils.

O. DUB : La détermination de l'intensité de l'érosion d'eau par les méthodes hydrologiques.



DEBIT SOLIDE DES COURS D'EAU. ESSAI D'ESTIMATION DE LA PERTE EN TERRE SUBIE PAR L'ENSEMBLE DU GLOBE TERRESTRE

F. FOURNIER (France)

SUMMARY

The search for a coordinating element between the remarks made concerning water erosion in different parts of the world has first of all led to the establishment of four correlations between the climatic coefficients p^2/P and the specific degradation of river basins. This fourfold correlation is due not only to the extremes of climate but also to the effect of topography. A method for measuring ground surface relief having been perfected, a sole correlation was then established which is expressed by the regressive equation

$$\log D.S. = 2.65 \log p^2/P + 0.46 \log H^2/S - 1.56.$$

Finally, normal erosion for the earth was estimated.

RÉSUMÉ

La recherche d'un élément de coordination entre les observations faites au sujet de l'érosion du sol par l'eau en différentes parties du monde a conduit à établir tout d'abord quatre corrélations entre le coefficient climatique p^2/P et la dégradation spécifique des bassins fluviaux. Cette quadruple corrélation est due non seulement à des degrés différents d'agressivité climatique, mais aussi à l'action du relief. Une méthode pour mesurer le modelé de celui-ci ayant été mise au point, une corrélation unique a été ensuite établie, qui se traduit par l'équation de régression

$$\log D.S. = 2,65 \log p^2/P + 0,46 \log H^2/S - 1,56.$$

Finalement, l'usure normale du globe a été estimée.

L'érosion du sol par l'eau intéresse plus ou moins toutes les régions du globe, et il est essentiel de disposer d'une méthode de comparaison générale pour prévoir l'importance relative de ce phénomène afin d'estimer l'urgence de la mise en œuvre des moyens de lutte anti-érosive.

La mesure de l'érosion en parcelles expérimentales constitue certainement la méthode la plus sûre de comparaison. Mais elle est extrêmement coûteuse. D'autre part, les séries d'expériences mises ainsi en place dépendent de conditions locales très précises qui permettent difficilement d'estimer l'action des facteurs généraux du phénomène dans une région considérée. Il faudrait multiplier ces installations dans de très nombreuses conditions de sols et de climats et effectuer des mesures pendant plusieurs années pour arriver à dégager les valeurs moyennes nécessaires à l'établissement de l'élément de synthèse désiré.

Il importe en effet, pour atteindre ce but, de considérer des situations moyennes. Nous avons alors adopté les transports solides effectués en suspension par les cours d'eau, exprimés en tonnes de terre entraînées annuellement par km^2 de bassin (dégradation spécifique), pour traduire l'érosion du sol. On connaît actuellement environ 200 valeurs de dégradation spécifique à peu près sûres, réparties à la surface du globe. Ces données sont insuffisantes pour apprécier la situation générale mais elles rendent possible une tentative d'interpolation permettant d'étendre rationnellement ces données expérimentales à l'ensemble du globe.

On peut objecter que la dégradation spécifique des bassins fluviaux ne représente qu'une partie des éléments terreux entraînés par l'eau puisqu'elle ne tient pas compte

du charriage et que, d'autre part, tous les éléments terreux arrachés n'atteignent pas le lit des fleuves, une partie se déposant en cours de route au bas des pentes. Mais nous avons jugé qu'une certaine proportionnalité existait entre la dégradation spécifique des bassins fluviaux et le poids total de terre arraché par érosion. Il est toujours possible, d'ailleurs, après avoir établi l'interpolation, de vérifier la valeur de cette hypothèse en comparant une carte de l'érosion établie avec les données employées et une autre établie d'après l'observation directe. La valeur de l'hypothèse sera prouvée par la coïncidence de ces deux documents.

S'il existe une relation à établir à propos d'un phénomène du milieu naturel, le phénomène doit être relié au facteur qui se présente comme son agent causal. C'est précisément parmi les données pluviométriques qu'ont été trouvés les éléments permettant l'interpolation des valeurs mesurant l'érosion du sol par l'eau.

1. Il existe un coefficient, calculé à l'aide de deux données caractérisant les précipitations atmosphériques, qui est en bonne corrélation avec la dégradation spécifique des bassins fluviaux. Ce coefficient C est

$$\frac{p^2}{P}$$

p représente la hauteur d'eau reçue par un bassin fluvial pendant le mois le plus arrosé de l'année;

P représente la hauteur des précipitations annuelles reçues par ce bassin.

Si les précipitations sont également réparties sur les 12 mois de l'année, on constate que C est égal à $\frac{P}{144}$. Si, au contraire, toutes les précipitations de l'année

tombent en un seul mois, $C = P$. En considérant la répartition des pluies dans l'année, on peut donc affecter le facteur P d'un coefficient variant de 1 à 1/144, ce coefficient étant lié à l'intensité des précipitations.

Lorsqu'on porte en ordonnée les valeurs de C et en abscisse les valeurs de dégradation spécifique correspondantes (D.S.), les points expérimentaux, qui correspondent chacun à un bassin fluvial, se groupent non pas autour d'une droite unique mais autour de quatre droites dont les équations sont les suivantes :

- (1) D.S. = 6,14 C - 49,78
- (2) D.S. = 27,12 C - 475,4
- (3) D.S. = 52,49 C - 513,21
- (4) D.S. = 91,78 C - 737,62

Les corrélations établies s'appliquent à des bassins fluviaux étendus : aucun de ceux étudiés n'a moins de 2000 km². Elles sont toutes très hautement significatives.

2. Les groupements observés ne correspondent pas seulement à des degrés différents d'agressivité climatique, mais également à un caractère spécifique du milieu naturel, le relief. La recherche d'un moyen d'évaluer le modelé du relief des bassins fluviaux a abouti à la création d'un coefficient orographique

$$\frac{H^2}{S}$$

obtenu en combinant la hauteur moyenne du relief H , exprimée en mètres ⁽¹⁾ et son coefficient de massivité $\frac{H}{S}$, S étant la surface du bassin en km². Ce coefficient s'est

⁽¹⁾ La hauteur moyenne d'un relief est la différence entre son altitude moyenne, calculée à l'aide de la courbe hypsographique, et son altitude minimum.

avéré capable de fournir une mesure fidèle du facteur relief car deux grands ensembles reconnus a priori correspondent effectivement à deux classes du coefficient.

S'il existe donc une relation étroite entre climat et érosion du sol, il est cependant impossible de faire abstraction du facteur de ce phénomène qu'est le relief.

3. Ce qui vient d'être indiqué constitue l'aspect numérique du résultat obtenu. Il s'y joint l'aspect géographique suivant :

— la première des quatre équations établies s'applique à l'évaluation de l'érosion moyenne en zone tempérée, en condition de relief peu accentué $\left(\frac{H^2}{S} < 6\right)$

— la seconde s'applique à l'évaluation de l'érosion moyenne en zones tropicale, subtropicale et semi-aride, en condition de relief peu accentué $\left(\frac{H^2}{S} < 6\right)$

— la troisième s'applique à l'évaluation de l'érosion moyenne sous tous climats sauf semi-aride, en condition de relief accentué $\left(\frac{H^2}{S} > 6\right)$

— la quatrième s'applique à l'évaluation de l'érosion moyenne sous climat semi-aride, en condition de relief accentué $\left(\frac{H^2}{S} > 6\right)$.

Cependant, la distribution des bassins fluviaux caractérisés par des données simplement annuelles ramène à l'aspect quantitatif du résultat.

4. Celui-ci a été obtenu à partir de l'étude de grands bassins fluviaux, mais il fallait en fixer la portée. Il semble que les relations établies restent valables à l'échelle de petits bassins fluviaux à condition que le milieu naturel les composant permette l'entrée en jeu des facteurs généraux de l'érosion du sol (condition essentielle : présence d'un manteau continu de sols). Il semble d'autre part qu'elles restent valables également à l'échelle de champs expérimentaux, mais seulement lorsque ceux-ci portent une végétation naturelle protectrice. Ce dernier résultat, comme la nature des données chiffrées utilisées pour représenter l'érosion, conduit à estimer que l'instrument de mesure créé s'applique à l'érosion normale du globe.

5. Etant donné que l'érosion du sol par l'eau a été reliée à deux facteurs caractérisés numériquement, il a été finalement tenté d'établir une corrélation générale entre les valeurs de D.S., $\frac{p^2}{P}$ et $\frac{H^2}{S}$. Toutefois, comme certaines des droites

de corrélation reliant $\frac{p^2}{P}$ à D.S. se situaient à la suite l'une de l'autre, nous avons

cherché à les remplacer par une seule courbe en utilisant le logarithme des valeurs, ce qui revenait à chercher une courbe d'accord d'allure parabolique. C'est pour cette raison que tout le calcul de la corrélation finale a été établi à l'aide de logarithmes. Celle-ci est un peu moins bonne que les précédentes mais elle reste très hautement significative.

L'équation générale de régression est la suivante :

$$\log \text{D.S.} = 2,65 \log \frac{p^2}{P} + 0,46 \log \frac{H^2}{S} - 1,56.$$

Cette formule a été appliquée aux données de 104 bassins fluviaux de superficie supérieure à 2000 km². Ceci limite les possibilités de vérification. Nous disposons cependant d'une méthode permettant, à partir de mesures caractérisant la pluie et

le relief, d'évaluer, en une région quelconque du globe, la dégradation spécifique des bassins fluviaux.

On peut être surpris de ne point voir figurer ici le facteur végétation. Mais il est assez vraisemblable que le coefficient climatique $\frac{p^2}{P}$ intègre à la fois l'effet érosif des précipitations et l'influence de celles-ci sur le couvert végétal, qui commande également la sensibilité du milieu à l'érosion. La qualité de l'accord obtenu conduit à penser que nous avons intégré dans le calcul les principaux facteurs déterminant l'érosion.

6. Il était tentant, à la suite de ces travaux, d'appliquer à un très grand nombre de points du globe le système des quatre équations liant D.S. à $\frac{p^2}{P}$, compte tenu de $\frac{H^2}{S}$ pour essayer de déterminer des courbes d'égale perte en terre puis, par planimétrage, d'évaluer l'usure normale de la surface terrestre. Ce calcul a conduit à estimer que le nombre d'années nécessaire pour qu'une ablation moyenne de 1 mètre se produise se monte à

16.660 ans	pour l'Europe
5.128 ans	pour l'Australie
2.857 ans	pour l'Amérique du Nord et Centrale
2.300 ans	pour l'Asie
2.000 ans	pour l'Amérique du Sud
2.000 ans	pour l'Afrique

Finalement, le tonnage annuel de terre perdue par l'ensemble des terres émergées se chiffrerait à 76.000.000.000 tonnes, ce qui représente une ablation de 1 mètre tous les 2.500 ans.

ENTWICKLUNG DES ENTNAHMEGERATES FÜR SCHWEBSTOFFMESSUNGEN

FRANZ BAUER

Bayerische Landesstelle für Gewässerkunde
München

ZUSAMMENFASSUNG

Die Bayerische Landestelle für Gewässerkunde führt seit 1926 zur Ermittlung der Schwebstoffführung in den Zuflüssen der Donau Schwebstoffmessungen über den ganzen Querschnitt durch. Hierbei werden Wasserproben aus bestimmten Punkten des Abflußquerschnittes entnommen. Dazu ist ein Gerät erforderlich, mit dem die Entnahme der Wasserproben in jedem beliebigen Punkt leicht und einwandfrei gemacht werden kann.

In Bayern wurde früher ein von HOCHSTETTER konstruiertes Entnahmegerät verwendet (siehe «Die Bautechnik» Jahrgang 1929, Heft 35 und 38). Später hat Dr. BURZ mit der INNWERK-AG in Töging/Bayern ein zylinderförmiges Entnahmegerät konstruiert und am Inn eingesetzt. Neuestens wurde von Dipl. Ing. BAUER in Zusammenarbeit mit der Feinmechanischen Werkstätte KILLI in München das im Folgenden näher beschriebene Gerät entwickelt.

Das Entnahmegerät besteht aus zwei parallel angeordneten Metallröhren mit je 500 ccm Fassungsvermögen. An den Rohrenden befinden sich mit Gummidichtung versehene Verschußdeckel die durch einen Federmechanismus offen gehalten werden. Die Tiefenverstellung erfolgt mittels Winde und Aufhängeseil. Der Federmechanismus wird durch eine Reißleine ausgelöst und die beiden Zylinder unter Wasser gleichzeitig geschlossen.

Das Tiefensteuer ist eine zur Wasserströmung schräg geneigte Metalplatte, die durch die lebendige Kraft des fließenden Wassers abwärts gedrückt wird. In der Verlängerung der ideellen Achse ist hinter dem Tiefensteuer ein Horizontalgestänge angesetzt, an dessen Ende das Seitensteuer und die Horizontalflosse angebracht sind. Letztere bewirkt den Gewichtsausgleich für die horizontale Lage des Gerätes im Wasser, zu deren genauen Einstellung das Justiergewicht dient.

Unter dem Tiefensteuer ist ein beweglicher Grundtaster angebracht, welcher das Gerät im entsprechenden Abstand von der Sohle hält und beim Auftreffen auf die Sohle einen elektrischen Kontakt herstellt, der im Signalwerk als akustisches- oder Lichtsignal erscheint.

Abb 1 zeigt ein Stangengerät, mit dem die Entnahme von einem Boot aus erfolgt. Die Stange hat einen Durchmesser von 30 mm und besteht aus Einzelstücken von je 1,50 m Länge.

Abb. 2 zeigt ein Schwimmgerät, das bei großen Wassertiefen und Fließgeschwindigkeiten verwendet wird. Die Entnahme erfolgt von einer Brücke aus. Das Gerät wird mittels eines Vorspannseils gegen Abtrieb gesichert.

RÉSUMÉ

Le Service d'Hydrologie en Bavière s'occupe dès 1926 de la recherche du débit solide en suspension dans les affluents du Danube pour la mesure des matériaux en suspension en considérant toute la section transversale. Pour cela on prend des échantillons d'eau retenus dans certains points déterminés dans la section du débit liquide. Il faut un appareil avec lequel on puisse exécuter le prélèvement des échantillons d'eau dans tous les points désirés d'une manière parfaite et facile.

En Bavière, on employait autrefois un appareil de prélèvement construit par M. HOCHSTETTER (voir «Die Bautechnik» Jahrgang 1929, Heft 35 und 38). Plus tard, Dr. BURZ en collaboration avec la INNWERK-AG à Töging/Bavière a construit un appareil de prélèvement cylindrique utilisé dans l'Inn. L'appareil le plus récent, décrit ci-après, a été développé par Ing. BAUER en collaboration avec les usines de petite mécanique de précision KILLI à Munich.

L'appareil à prélèvement consiste en deux cylindres de métaux disposés de manière parallèle, dont chacun a une contenance de 500 ccm. Aux bouts des cylindres se trouvent les clapets de fermeture possédant des joints en caoutchouc et tenus ouverts au moyen d'un mécanisme à ressort. Le déplacement vertical s'effectue au moyen d'un tambour et d'un câble de suspension. Le mécanisme à ressort est provoqué par un câble de fermeture et en même temps les deux cylindres sont fermés.

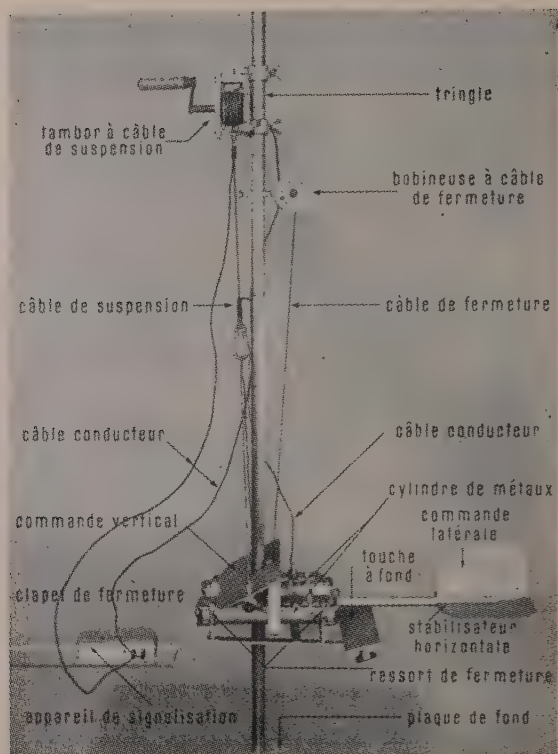


Abb. 1

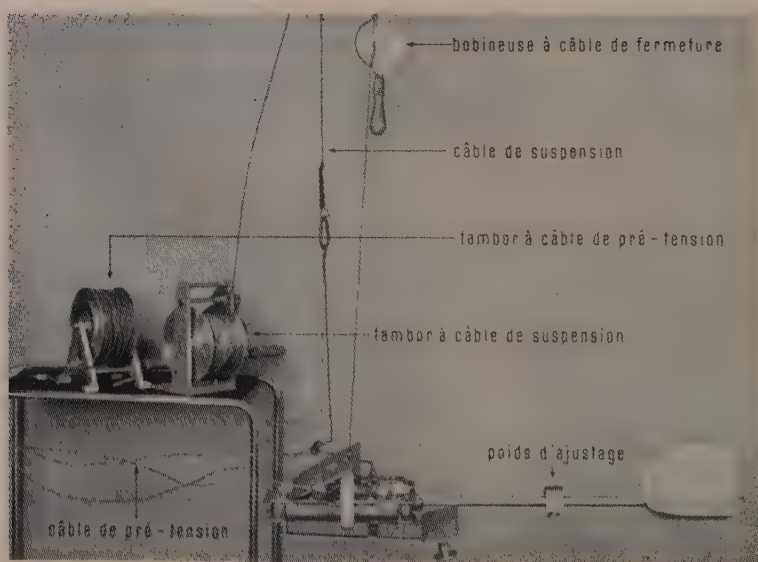


Abb. 2

La commande verticale consiste en un tablier de métaux penché verticalement vers le courant qui, par la force vivante du courant, sera pressé vers le fond. Dans la prolongation de l'axe idéal se trouve derrière la commande verticale une tige horizontale au bout de laquelle sont la commande latérale et le stabilisateur horizontal. Le dernier effectue la balance de poids pour la position horizontale de l'appareil dans l'eau; pour son réglage on se sert du poids d'ajustage.

Sous la commande verticale se trouve une touche à fond mobile qui tient l'appareil dans une distance correspondante du fond et qui produit, dès qu'elle touche le fond, un contact électrique, donnant des signes acoustiques ou de lumière dans l'appareil de signalisation.

Figure 1 montre un appareil à barres avec lequel le prélèvement s'effectue par un bateau. La tringle a un diamètre de 30 mm et consiste des composants d'une longueur de 1,50 m chacun.

Figure 2 montre un appareil flottant, dont on se sert quand l'eau est profonde et le courant grand. Le prélèvement s'effectue sur un pont. L'appareil sera assuré par moyen d'un câble prétension contre la dérive.

DEBIT SOLIDE DES COURS D'EAU EN ALGERIE ET EN TUNISIE

J. TIXERONT

RÉSUMÉ

On étudie la teneur en suspension des cours d'eau en observation en ALGERIE et TUNISIE, région à climat Méditerranéen : saison chaude sèche.

Les facteurs qui commandent les taux d'abrasion et les teneurs en suspension sont principalement :

- le substratum géologique;
- le taux de pluie et de ruissellement annuel;
- la répartition saisonnière de la pluie;
- le climat et la couverture végétale;
- la mise en valeur agricole.

Ces facteurs ne sont pas indépendants surtout en régime de végétation naturelle. On peut donc tenter d'en réduire le nombre, mais à l'échelle des bassins étudiés il est indispensable de procéder à des analyses complètes.

Suivant les circonstances il arrive en effet que l'effet d'un facteur masque celui d'un autre.

Il existe d'autre part des causes de disjonction qui mettent souvent en défaut les liaisons qu'on peut établir entre l'action des divers facteurs.

1. INTRODUCTION

Le présent travail présente quelques données sur le transport des sédiments en suspension dans les cours d'eau d'ALGÉRIE et de TUNISIE. Il s'appuie sur les observations régulièrement publiées par les annuaires hydrologiques (^{1,6}). Elles ont toutefois nécessité des ajustements qui sont justifiés dans une autre publication (⁸).

Nous avons retenu 32 stations Algériennes et 9 stations Tunisiennes dont la superficie des bassins s'échelonne de 90 Km² à 22.300 Km². Elles sont situées sur la carte ci-jointe.

Le tableau annexe n° 1 donne pour chaque station la superficie du bassin en Km², le taux de ruissellement annuel en m/m, le taux d'abrasion en Tonnes par Km², la concentration moyenne en Kg de matières en suspension par m³ d'eau. Dans le cas où nous disposions de bassins très voisins, nous avons pu compléter par corrélations le nombre d'années d'observations disponibles. Le tableau fait ressortir le nombre d'années effectives figuré entre parenthèses. Nous pouvons ainsi tabler sur un nombre d'années variant de 3 à 11, suivant le poste.

La méthode Tunisienne de mesure des quantités de matériaux en suspension a été indiquée dans une précédente publication (¹⁰). La même méthode est employée en ALGÉRIE.

Toutefois, pour quatre bassins Algériens nous avons utilisé la mesure des dépôts dans des barrages réservoirs (^{4,7}). Il est à noter que la plus grande partie et de beaucoup de sédiments est transportée en suspension.

D'autre part, pour deux bassins Tunisiens pour lesquels les mesures n'étaient pas suffisamment continues, nous avons déterminé le débit solide, en nous référant aux débits liquides journaliers des annuaires en adoptant des teneurs en suspension résultant de l'application de lois teneur-débit établies à partir des observations sur une base mensuelle.

Les teneurs en suspension des cours d'eau étudiés sont souvent très fortes, mais on observe une grande variété dans leur régime. Dans ces conditions il est nécessaire, pour évaluer les effets des différents facteurs, de travailler sur des groupes de bassins de régime analogue. On entrevoit alors la possibilité d'arriver, par une analyse assez

poussée, à des lois permettant la prévision quantitative. Mais avant d'y parvenir, il est nécessaire de se rendre compte du sens dans lequel agissent les divers facteurs. C'est cette étude qualitative préliminaire que nous présentons ici.

2. L'INFLUENCE DE LA PLUIE ET DU RUISSELLEMENT ANNUEL

Les caractéristiques du débit solide des cours d'eau diffèrent d'une façon assez systématique dans chacun des trois départements Algériens, et en Tunisie pour des questions de substratum qui seront examinées plus loin.

Nous présentons trois graphiques relatifs aux bassins des départements d'Alger, Constantine, et aux bassins Tunisiens. Pour les bassins Oranais, l'influence du substratum masque l'influence de la pluie annuelle.

Ces graphiques portent en abscisse le taux moyen de ruissellement en m/m par an pendant la période d'observation, et en ordonnées la teneur en suspension. Il eut été plus rationnel de porter en abscisse les précipitations mais en fait dans beaucoup de bassins étudiés, on connaît moins bien les précipitations en valeur absolue que les ruissellements.

Les teneurs en suspension des trois groupes de bassins augmentent d'une façon générale quand le ruissellement diminue; nous avons tracé sur ces graphiques des lignes droites moyennes représentant en coordonnées logarithmiques une loi :

$$\frac{E}{R} = K R^a$$

E est le taux annuel d'abrasion en T. par Km^2 ;

R est le ruissellement annuel en m/m;

$\frac{E}{R}$ est la teneur en suspension en Kg par m^3 (parties pour 1.000).

1.2. Les bassins Tunisiens

Les bassins Tunisiens sont représentés sur le graphique n° 1. Les points figuratifs s'alignent approximativement sur une ligne droite correspondant à l'équation.

$$\frac{E}{R} = 354 R^{-0.85} \quad \text{ou} \quad E = 354 R^{0.15}$$

Les écarts principaux assez faibles d'ailleurs vue la précision des observations sont relatifs aux bassins du KEBIR, de la MEDJERDAH à GHARDIMAOU et de la MEDJERDAH à SOUK EL KHEMIS.

Pour l'oued KEBIR on constate qu'au cours des années d'observations utilisées, où les teneurs en suspension ont été mesurées, la pluie moyenne annuelle a été de 77 m/m, alors que la moyenne de plus de 30 ans d'observations a été seulement d'environ 45 m/m. Pour le bassin de l'oued NEBANNA qui est limitrophe et qui s'aligne sur la ligne droite moyenne, la pluie moyenne pendant les années d'observations du débit solide a été, au contraire, égale à la moyenne à long terme. Ceci nous permet d'offrir une explication de l'anomalie de l'oued KEBIR (il y en a plusieurs). On peut penser que l'augmentation brutale du ruissellement survenant sur un bassin qui avait pris un équilibre à long terme a déclenché un paroxysme de l'érosion.

La MEDJERDAH à SOUK EL KHEMIS a un bassin trop vaste et trop complexe, pour que nous puissions trouver une explication simple de l'écart de son point figuratif qui est faible.

Le bassin de la MEDJERDAH à GHARDIMAOU est limitrophe de bassins Algériens. et s'écarte de la courbe Tunisienne pour se rapprocher des bassins du Constantinois.

2.2. Les bassins du département de Constantine

Les bassins du Constantinois sont représentés par le graphique n° 2. Les points figuratifs sont assez dispersés. Cependant la plupart se groupent autour d'une droite d'équation :

$$\frac{E}{R} = 92 R^{-0.79} \quad \text{ou} \quad E = 92 R^{0.21}$$

On observe des écarts très importants pour les bassins n° 32 et 38. Il convient de noter que ce dernier se place tout près de la courbe Tunisienne. Une partie de son bassin se trouve d'ailleurs en territoire Tunisien. Il est limitrophe du bassin de l'oued RHEZALA.

2.3. Les bassins du département d'Alger

Ces bassins sont représentés sur le graphique n° 3. Les points figuratifs du groupe le plus nombreux se placent assez près d'une droite d'équation.

$$\frac{E}{R} = 2.000 R^{-1} \quad \text{ou} \quad E = 2.000 R$$

Parmi les écarts importants, on relève d'abord les bassins 22, 22bis et 27. Le ruissellement y est inférieur à 15 m/m par an. Il est d'ailleurs tellement irrégulier que la période d'observation n'a pas été assez longue. Il s'agit d'une région très aride où, comme nous l'avons fait observer ailleurs, il est peut-être plus profitable d'étudier des cas particuliers que des moyennes (9). Dans cet ordre d'idées, nous sommes surpris de voir que le point figuratif de l'oued ZEROUD, sur le graphique n° 1, se place si près de la courbe représentative moyenne des bassins Tunisiens.

Nous reviendrons plus loin sur les écarts des points figuratifs des autres bassins.

2.4. Remarques

Nous n'avons considéré ici que le taux de précipitation ou de ruissellement annuel. Nous ne pouvons traiter ici de l'influence de l'intensité des précipitations. D'une façon générale, dans nos bassins peu arrosés, on a à faire à des crues d'intensité, les sols n'étant en général pas saturés quand surviennent les grosses averses génératrices de ruissellement. Dans nos bassins les plus arrosés au contraire, on a surtout à faire à des crues de saturation, avec tous les régimes intermédiaires.

* * *

3. L'INFLUENCE DES FACTEURS GÉOMORPHOLOGIQUES

3.1. Le substratum

Le substratum géologique est composé par des roches plus ou moins résistantes à l'érosion. Dans nos régions plissées, il conditionne, dans une large mesure, les types des sols. Il conditionne aussi la morphologie. Non seulement les faciès jouent leur rôle, mais la tectonique également par les mouvements actuels qui peuvent modifier les équilibres.

En Oranie, on constate dans les bassins étudiés la prépondérance des terrains jurassiques qui sont à peu près absents ailleurs. Le département d'ALGER et une grande partie de la TUNISIE sont le domaine des terrains crétacé et tertiaire, avec quelques îlots de trias intrusif. Au Nord du département d'ALGER, on trouve le massif cristallin et cristalphylien de Kabylie. Au Nord du Constantinois et de la TUNISIE, on trouve des superficies importantes d'oligocène gréseux dans le massif de KHROUMIRIE.

Commençant notre examen *par les bassins de l'Oranie*, nous donnons au tableau ci-dessous pour chaque bassin la teneur en suspension, ainsi que le pourcentage de superficie occupée par les terrains jurassiques et crétacé inférieur. Cette proportion a été relevée très approximativement sur la carte géologique au 500.000^e.

TABLEAU 1
Les bassins Jurassiques d'Oranie

N° du bassin	Cours d'eau	Poste de mesure	Superficie du bassin versant Km ²	Superficie des terrains jurassiques et crétacé inférieur en %	Teneur en suspension Kg/m ³
2bis	Tafna	Pierre du Chat	6.900	45	3,15
3	Mefrouch	Tlemcen	90	94	0,1
5	Chouly ...	Route 7	178	100	0,2
5bis	Mekera ..	Chanzy	1.850	52	2,5
9	Hammam	Trois Rivières	7.605	72	1,15
10	Mina	Uzès	5.460	58	4,0
11	Abd	Aïn Amara ..	2.400	77	1,2
12	That	Maboula	680	78	2,1

Tout se passe comme si les apports en sédiments des terrains du jurassique et du crétacé inférieur étaient négligeables. Il s'agit en l'occurrence de formations calcaires, avec circulations karstiques.

L'apport des terrains primaires ou cristallins du massif KABYLE peut être également considéré comme négligeable. Ces terrains sont importants dans la constitution des bassins n° 23, 24, 25 où nous avons noté de faibles débits solides. Le n° 25 est un bassin très étendu et très hétérogène dont les terrains anciens du massif KABYLE occupent une superficie faible en étendue, mais qui reçoit beaucoup de pluie et contribue, pour une part importante, au ruissellement.

Pour les bassins des oueds AISSI et SEBAOU, beaucoup plus homogènes, voici la proportion de la superficie occupée par l'ensemble des terrains, cristallins, cristalphyliens, primaires et jurassiques, à la surface totale et la teneur en suspension.

N° 23 — Qued AISSI... 80 %; E/R = 0,9 Kg/m³

N° 24 — Oued SEBAOU ... 50 %; E/R = 1,7 Kg/m³

Dans cet ordre d'idées on peut mettre en rapport les faibles teneurs en suspension des cours d'eau de *KHROUMIRIE* avec les superficies importantes occupées par les terrains résistants à l'érosion de l'oligocène gréseux, de l'écocène inférieur et de campanion calcaires.

Cependant, quand la pluie et le ruissellement dépassent un certain taux l'effet du substratum peut se trouver masqué par l'effet de la végétation qui assure une excellente protection, quel que soit la nature du terrain. Il faut observer qu'en réalité les formations oligocènes sont constituées par une série gréseuse et une série marneuse. Une étude détaillée de répartition des faciès, qui ne peut trouver place ici, permettrait une analyse plus poussée qui éclairerait les effets du substratum pour ces bassins.

Parmi les bassins Algériens à forte abrasion, le bassin n° 15 (oued FODDA) a été particulièrement étudié (?). Son substratum est constitué par des marnes crétacées pour les deux tiers, et par des marnes tertiaires, encore plus érodables pour un tiers mais on considère que ces marnes sont responsables du taux d'abrasion élevé (3.000 T. par Km²) pour plus des trois quarts.

3.2. Les pentes

Sur des terrains géologiquement stables, il se crée une morphologie qui fait coïncider les zones de fortes pentes avec les terrains les plus résistants. Un équilibre momentané s'établit.

Nous avons relevé les pentes des bassins étudiés. Cependant leur influence ne peut être analysée qu'en rapport avec les autres caractéristiques des bassins totaux ou partiels, étude qui ne peut trouver place ici.

3.3. La tectonique

Sous l'effet de la tectonique, il se produit des disjonctions dans l'état qui vient d'être décrit. C'est le cas du bassin de l'oued FODDA, où le tiers Amont du bassin est constitué par les terrains les plus érodables, contrairement à la morphologie courante. Les régions en soulèvement connaissent des paroxysmes d'abrasion. Les régions qui s'enfoncent connaissent des paroxysmes de dépôt.

Or les reliefs du Tell Algérien résultent de mouvements récents et encore actuels. Il se trouve que les deux bassins à plus forte abrasion se situent dans des régions sismiquement actives. Le poste d'observation de l'oued AGRIUM où l'abrasion est la plus forte avait été le siège d'un des plus forts tremblements de terre enregistrés en ALGERIE depuis 120 ans avant celui d'ORLEANSVILLE. Le bassin n° 15 (oued FODDA) qui vient immédiatement après avec 3.000 T d'abrasion est tout près d'ORLEANSVILLE et a été intéressé par le séisme récent qui détruisit cette ville. Le bassin qui vient ensuite est celui de l'YSSER à PALESTRO. Il est à présumer qu'il se trouve lui aussi en zone sismique.

Les fortes abrasions des bassins du département d'ALGER peuvent donc être partiellement expliquées par la nature du substratum, et par l'état d'évolution tectonique.

Cet effet est la contrepartie de l'effet inverse produit par l'érosion sur le tectonique en modifiant les équilibres isostatiques.

4. L'INFLUENCE DE LA RÉPARTITION SAISONNIÈRE DES PRÉCIPITATIONS

L'influence de la répartition saisonnière des précipitations se vérifie bien dans le cas du bassin n° 33 (oued CHERF), où on peut comparer plusieurs bassins limitrophes soumis à des régimes pluviométriques nettement différents.

A l'amont, le bassin de l'oued CHERF s'étend sur les hauts plateaux, où il est limitrophe du bassin de l'oued MELLEGUE.

A l'aval, il s'étend sur le Tell Algérien où il est limitrophe du bassin n° 32 (oued Bou HAMDANE).

Le tableau ci-joint donne, pour les bassins étudiés, la comparaison entre les répartitions saisonnières des ruissellements pour les années d'observations communes de 1950 à 1955.

TABLEAU 2

*Bassin du Cherf du Bou Hamdane et de l'oued Mellegue
pourcentage du ruissellement annuel et teneurs*

Mois	Mellegue		Cherf		Bou Hamdane	
	%	E/R Kg/m ³	%	E/R Kg/m ³	%	E/R Kg/m ³
S	11	39	8	32	1	9,8
O	23	35	4	11	1	1,3
N	3	13	6	1	2	1,3
D	4	19	13	1	10	0,8
J	4	4	20	1	23	0,8
F	3	2	18	2	26	1,5
M	5	2	14	1	20	0,4
A	7	5	8	4	11	2,2
M	12	2	4	3	3	0,1
J	10	35	1	2	1	0,0
J	5	51	1	2	1	0,0
A	13	53	3	11	1	0,0
	100		100		100	

R-m/m	18	44	88
E-T/Km ²	580	194	105
E/R-Kg/m ³	31,4	4,5	1,2

Le secteur amont de l'oued CHERF voisin de l'oued MELLEGUE est soumis au régime des hauts plateaux arides avec averses d'automne et deux maximum de précipitations.

Son secteur aval voisin de celui de l'oued Bou HAMDANE est au contraire soumis au régime du maximum unique atteint progressivement en décembre, janvier, au moment où la couverture végétale est active.

La comparaison faite sur la répartition du ruissellement peut être complétée par l'examen des données pluviométriques. Voici les valeurs du rapport du volume des pluies de Juin à Octobre au total annuel pour les années 1950 à 1955.

- Bassin du Bou HAMDANE : 0,25
- Bassin du CHERF : 0,31
- Poste pluviométrique du KEF dans le Bassin
de l'oued MELLEGUE : 0,34

Ce coefficient présente donc en Afrique du Nord un certain intérêt pour évaluer l'érosion.

5. LE CLIMAT ET LA COUVERTURE VÉGÉTALE

Si l'action de l'homme n'intervenait pas, la couverture végétale résulterait du climat et du substratum. On trouvera dans le tableau annexe n° 2, les normales climatiques pour quelques postes Tunisiens.

Si on analyse le climat par la méthode de Thornthwaite sous sa forme primitive la plus simple, c'est-à-dire en supposant une retention du sol de 100 m/m, et une vitesse d'évaporation constante, on trouve que pour toutes les stations l'humidité du sol descend au-dessous du taux de flétrissement pendant un nombre de mois d'autant plus grand que la pluviométrie annuelle est plus faible. De ce fait, la couverture végétale est insuffisante au début de l'automne, au moment du démarrage des pluies.

La capacité de retention n'est pas partout de 100 m/m : elle est supérieure dans les bassins de KHROUMIRIE, bien arrosés et dotés d'une bonne végétation forestière. Elle peut alors dépasser 300 m/m. Voici, pour quelques postes, le nombre de mois où le taux de flétrissement serait atteint d'après l'ancienne méthode de Thornthwaite, en admettant des valeurs différentes de la capacité de rétention.

TABLEAU 3

Sécheresses estivales

POSTE	AIN DRAHAM	TABARKA	BEJA	TUNIS
— Pluviométrie	1.530 mm	1.030	630	420
— Evapotranspiration potentielle	850	920	950	940
Nombre de mois secs avec capacité de retention du sol de :				
400 m/m	1	2	—	—
300 m/m	2	2	4	—
200 m/m	3	3	4	5
100 m/m	3	4	5	5

Dans un bassin forestier de KHROUMIRIE, on a trouvé expérimentalement 285 m/m⁽²⁾.

Ainsi donc dans les stations très pluvieuses la durée de sécheresse du sol est réduite, et la défaillance de la végétation annuelle est compensée par la persistance de la couverture forestière et broussailleuse.

Si la pluie démarrait progressivement en Septembre pour suivre une courbe de montée régulière, la végétation suivrait la pluie de très près et l'érosion serait jugulée. C'est bien ce qui se passe dans les stations maritimes montagneuses les plus arrosées comme la KHROUMIRIE et la KABYLIE.

Si au contraire les pluies démarrent brutalement en Septembre-Octobre, l'érosion est très forte. C'est ce qui se passe souvent dans les bassins des hauts plateaux arides.

Les exemples que nous en avons donnés dans le cas du bassin du CHERF nous dispensent d'insister sur ce point.

L'effet néfaste des pluies de début de saison est en général renforcé par la grande intensité des averses. Ceci a été étudié à TUNIS, seul poste où l'on dispose d'observations de longue durée sur l'intensité des averses. Leur nombre présente un maximum en Janvier, mais le maximum des pluies de 30 minutes de fréquence annuelle ou décennale est enregistré en Octobre⁽³⁾.

L'effet des écarts aux moyennes est particulièrement néfaste. La végétation suit, en effet, une courbe de croissance saisonnière bien adaptée au climat moyen, avec, à vrai dire, une certaine souplesse, mais cette souplesse ne lui permet pas, cependant, d'encaisser certaines irrégularités des précipitations. Vienne une sécheresse en Janvier-Février, la végétation ne sera plus en état d'assurer un rôle protecteur avec son efficacité habituelle en Mars et on observera des teneurs en suspension anormalement élevées, s'il se produit en Mars des orages violents.

Toutes ces considérations s'appliquent surtout à la couverture végétale naturelle. Il suffirait de considérer seulement les éléments du climat et du substratum pour en tenir compte. Ce n'est plus possible quand intervient l'homme.

L'homme détruit d'abord en général la couverture forestière à enracinement profond, pour la remplacer par une couverture annuelle à faible enracinement. De ce fait, la protection végétale disparaît dès que le taux de flétrissement est atteint dans la couche supérieure du sol. Le sol des couches profondes, cessant d'être prospéré par les racines ne jouera plus son rôle de réservoir d'équilibre. La capacité globale de rétention utile diminuera. Le ruissellement de saturation se déclenchera plus tôt. Dans toute la zone profonde la capacité de rétention ne sera plus entretenue par le travail des racines.

Pour préparer le sol aux cultures, l'agriculteur commence par détruire « les mauvaises herbes » c'est-à-dire les herbes mêmes qui poussaient avec vigueur dès la première pluie et assuraient la reconstitution de la protection végétale avec le minimum de décalage, par rapport à la pluie. La nature avait organisé le système avec un nombre considérable d'espèces différentes de « mauvaises herbes », dont la variété même assurait la souplesse du démarrage végétal. L'homme diminue cette souplesse en se limitant à la culture d'une seule plante.

Dans les régions à faible pluviosité il lutte contre l'insuffisance d'eau par la dry farming, c'est-à-dire par la pratique de la couverture végétale discontinuée dans le temps et dans l'espace.

Ces inconvénients étaient bien moindres avec le système pastoral. Ils ont suivi, particulièrement en Afrique du Nord, les périodes de grand accroissement de la population. Depuis le siècle dernier cet accroissement a été tel que les pratiques de conservation n'ont pas eu le temps de suivre avec un décalage assez court sur les terres nouvellement mises en valeur.

Dans les pays étudiés ici, ce sont ceux où la croissance démographique, et la mise en valeur accélérée ont démarré le plus tôt au cours du 19^{me} siècle, qui ont actuel-

lement les taux d'abrasion les plus considérables (Bassins Algériens, en particulier). Ce sont précisément les pays à forte prédominance de terres à faible pente et à sols profonds sur substratum marneux, argileux et argilo-sableux. On reconnaît parmi eux les bassins où l'érosion est la plus active; et en particulier le bassin de l'oued AGRIUM, complètement déboisé, ceux de l'YSSER et de l'oued MAZAFRAN en ALGÉRIE, les bassins des plateaux et de la MEDJERDAH en TUNISIE.

Quoi qu'il en soit, il est utile de traduire ces problèmes en termes abordables par l'Hydrologie et l'Agronomie permettant leur évaluation, et l'expérimentation rationnelle.

Pour préciser l'influence combinée du climat et de la végétation, nous avons indiqué au Tableau n° 4, la moyenne mensuelle des teneurs en suspension correspondant à l'ensemble des observations pour le bassin de l'YSSER à la Traille, caractéristique des bassins crétacés et tertiaires de l'ALGERIE; pour le bassin de l'oued MELLEGUE en TUNISIE caractéristique des plateaux et pour le bassin de l'oued KEBIR de l'Est caractéristique de la KHROUMIRIE (Tabl. 4).

TABLEAU 4

Mois	Teneur en.suspension E/R Kg/m ³			Rapport de la teneur en suspension au ruissellement. Kg/m ³ par m ³ seconde moyen mensuel		
	MELLEGUE	KEDIR EST	ISSER	MELLEGUE	KEDIR EST	ISSER
S	37,3	0,3	86	4,5	1,9	27,7
O	33,4	5,6	53,7	1,9	1,3	11,2
N	21,6	4,0	25,9	3,9	0,3	7,6
D	12,7	3,1	20,0	4,8	0,16	2,2
J	15,6	1,5	17,1	5,5	0,10	0,7
F	1,7	1,4	5,4	1,1	0,08	0,3
M	13,5	2,1	7,0	5,4	0,12	0,5
A	24,0	1,2	21,1	6,1	0,20	1,3
M	27,6	0,6	15,1	4,5	0,16	1,0
J	38,6	0,1	17,7	5,4	0,16	8,0
J	47,6	0,1	6,7	22,5	3,5	7,4
A	49,4	0,4	42,5	9,4	2,4	35,3

6. LES RÉACTIONS DES DIVERS FACTEURS LES UNS SUR LES AUTRES

Nous avons noté à plusieurs reprises les répercussions des facteurs étudiés les uns sur les autres.

En disant que la teneur en suspension est fonction décroissante du taux de ruissellement, nous intégrons en réalité une série de facteurs :

- le facteur climatique : précipitations;
- le relief du bassin en général, élevé là où les précipitations sont fortes;
- le facteur géologique : les hauts reliefs ont souvent un substratum de terrains anciens résistants à l'érosion;
- le facteur végétal : les fortes précipitations s'accompagnent d'une bonne couverture végétale;
- le facteur humain : les hauts reliefs très arrosés sont difficiles à cultiver.

Il est par suite séduisant d'essayer de trouver des lois synthétiques en réduisant le nombre des facteurs. C'est la voie dans laquelle s'est engagé FOURNIER ⁽⁶⁾ en s'efforçant d'éliminer les variations causées par le substratum en étudiant surtout les grands bassins fluviaux.

Pour les bassins qui font l'objet de la présente étude le substratum ne peut plus être négligé. D'autre part, les lois synthétiques ne dispensent pas de faire des analyses complètes en raison des phénomènes de disjonction, dont nous avons signalé certains au passage. L'un des plus importants est dû à l'activité de l'homme.

7. CONCLUSION

La présente étude est basée sur un matériel d'observation encore insuffisant. Elle est préliminaire et provisoire.

En général la teneur en suspension dans les cours d'eau décroît quand le taux de ruissellement croît. Ceci est la résultante de la précipitation associée d'une façon complexe à d'autres facteurs.

Le substratum joue un rôle considérable à l'échelle des bassins étudiés, avec en général augmentation de la teneur quand on descend l'échelle stratigraphique. Une exception est l'oligocène gréseux peu érodable, et dont la présence est associée à un certain nombre d'autres facteurs tendant à limiter l'érosion. Certains étages manifestent des taux d'abrasion négligeables : crétacé inférieur Jurassique, terrains primaire, cristallin et cristallophylien.

Les terrains des régions récemment plissés paraissent fournir des taux d'abrasion et des teneurs en suspension particulièrement élevés.

La distribution régulière des précipitations avec maximum en pleine saison végétative est favorable aux faibles teneurs. La distribution la plus défavorable est celle qui comporte un maximum automnal.

Le mécanisme d'action de la couverture végétale naturelle, et le mécanisme d'action de l'Agriculture méritent d'être examinés en termes permettant leur analyse précise par les hydrologues et les agronomes. Ce point n'a pu qu'être indiqué. Il semble que l'effet de la couverture végétale masque, dans une certaine mesure, l'effet du substratum dès que la pluie dépasse un certain seuil.

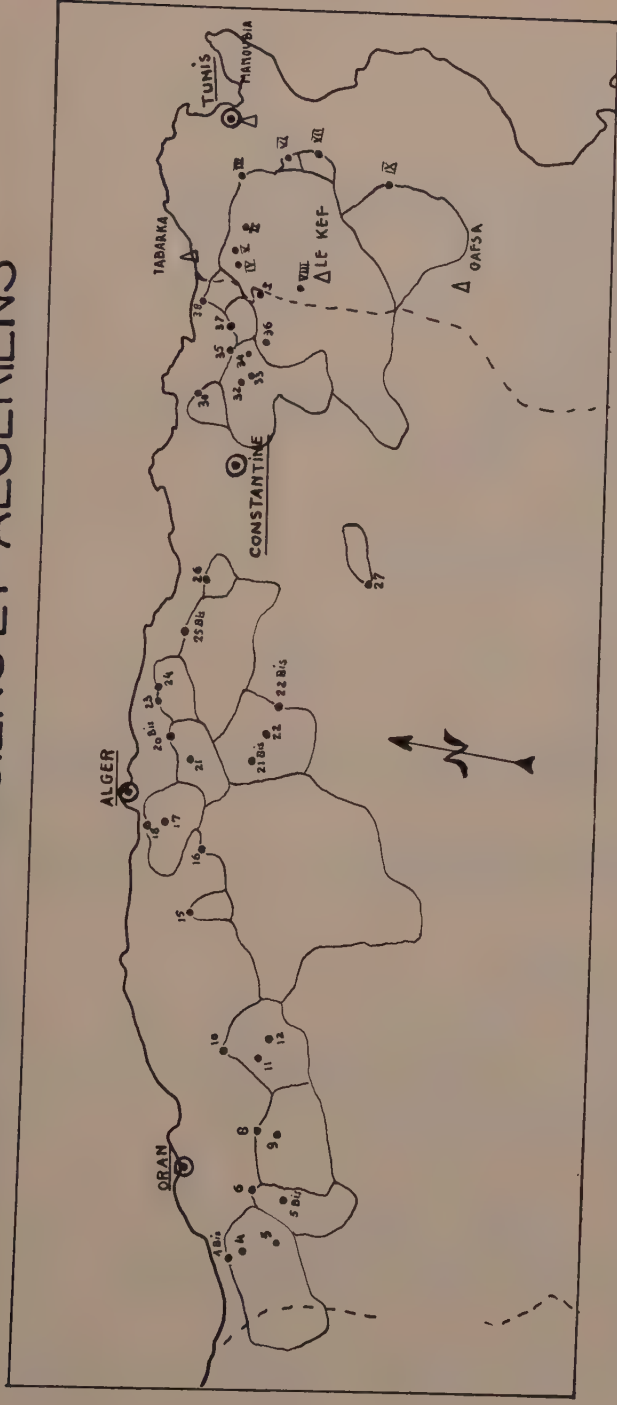
Les répercussions des facteurs les uns sur les autres rendent séduisante la recherche des lois synthétiques en réduisant le nombre, mais ceci ne peut se tenter que pour de grands bassins.

À l'échelle des bassins étudiés, on constate des causes de disjonction qui rendent nécessaire une analyse détaillée. L'une est la tectonique, mais la plus utile à étudier est l'action de l'homme sur laquelle on peut facilement influencer.

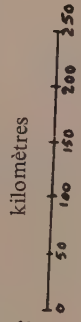
BIBLIOGRAPHIE

- (1) BUREAU D'INVENTAIRE DES RESSOURCES HYDRAULIQUES. RECUEILS D'OBSERVATIONS HYDROMÉTRIQUES DE TUNISIE : 1949 à 1959 (années 1957-1958 et 1958-1959 à l'impression). Secrétariat d'Etat à l'Agriculture — TUNIS.
- (2) A. DE MONTMARIN, Etude hydrologique de l'oued Ellil et de l'oued Rhazala. Services des Etudes et Grands Travaux. Secrétariat d'Etat à l'Agriculture — TUNIS 1952.
- (3) A. DE MONTMARIN, Etude dans le cadre mensuel des averses enregistrées à TUNIS. Bureau d'Inventaire des Ressources Hydrauliques — TUNIS 1954.
- (4) H. DUQUENOIS, Sédimentation dans les barrages réservoirs et moyens de lutte. Barrages et bassins de retenue — Université de Liège — 1959, p. 197.
- (5) FOURNIER et S. HENIN, Nouvelle formule oroclimatique pour apprécier la dégradation spécifique des terres. C.R. de l'Ac. des Sciences — PARIS 1959.
- (6) SERVICE DES ÉTUDES SCIENTIFIQUES, Direction de l'Hydraulique et de l'Équipement Rural — ALGER. *Annuaire hydrologiques de l'Algérie* — 1946 à 1958.
- (7) J. THEVENIN, Etude de la Sédimentation des Barrages réservoirs en Algérie. Barrages et bassins de retenue — Université de Liège 1959, p. 227.
- (8) J. TIXERONT, Taux d'abrasion et teneur en suspension des cours d'eau d'Algérie et de Tunisie. Secrétariat d'Etat à l'Agriculture — TUNIS 1960.
- (9) J. TIXERONT, Water Ressources in Arid Lands. The future of the arid zone. American Association for the advancement of Science-WASHINGTON 1956.
- (10) J. TIXERONT et H. BERKALOFF, L'évaluation de l'érosion en TUNISIE. *C/R de l'assemblée de l'A.I.H.S. de Toronto* 1957, p. 265, Gand. 1958.

BASSINS TUNISIENS ET ALGERIENS



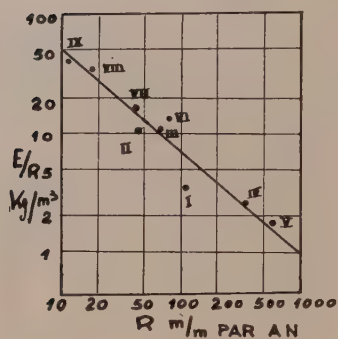
ECHELLE APPROXIMATIVE:



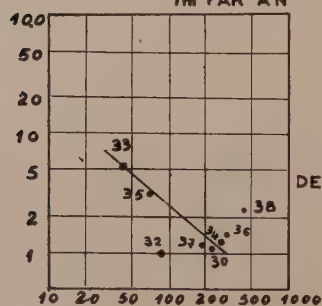
LEGENDE

- GRANDES VILLES
- △ POSTES METEOROLOGIQUES
- POSTES HYDROMETRIQUES

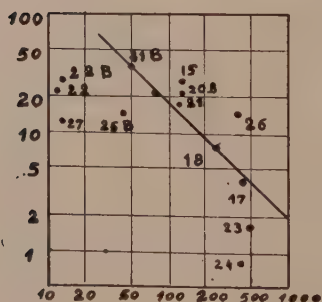
TENEURS EN SUSPENSION EN FONCTION
DU RUISSELLEMENT ; MOYENNES ANNUELLES



GRAPHIQUE N°1
BASSINS TUNISIENS



GRAPHIQUE N°2
DEPARTEMENT DE CONSTANTINE



GRAPHIQUE N°3
DEPARTEMENT D'ALGER

N°	Cours d'eau	Poste de mesure	Bassin versant K.m ²	Nombre d'années considérées	R m/m	E T/K.m ²	E/R K/m ³	Observations
	ALGERIE							
2 B	Guir	Djorf Torba	21530	4	8,5	81	9,4	
3	Tafna	Pierre du chat	6900	3	40,7	145	3,5	Affluent du n° 2 B
3 B	Mefrouch	Tlemcen	90	4	218	25	0,1	Affluent de n° 2 B
5	Chouly	R 7	178	5	114	25	0,2	
5 B	Mekera	Chanzy	1850	5	13,7	34	2,5	
8	El Hammam (1)	Bou Hanifia	7854	15	17,8	89	5,0	
9	El Hammam	Trois rivières	7605	5	19,5	26	1,1	
10	Mina	Uzès	5460	5	37	149	4,0	Affluent du n° 10
11	Abd (2)	Ain Amara	2400	5 (2)	26	31	1,2	Affluent du n° 10
12	That (2)	Maboula	680	5 (3)	35	73	2,1	
15	Fodda (1)	Lamartine	800	22	110	3000	27,0	
16	Cheliff (1)	Ghrib	22300	16	6,15	138	21,3	
17	Chiffa (2)	Gorges	330	5 (2)	352	1630	4,6	Affluent du n° 18
18	Mazafran	Fer à cheval	1850	5	209	1610	7,7	4 mois non décomptés en 1951/52
20 B	Isser (2)	Palestro	3595	11 (3)	113	2610	23,2	
21	Isser	Traille	2570	11	105	1960	18,7	Amont du bassin N° 20 B
21 B	Leham	Nessissa	470	3	47	2028	43,3	Amont du bassin n° 22
22	Leham	A. Hajel	2770	5	11	278	25,0	Amont du bassin n° 22 B
22 B	Leham	Rocade	5460	6	11,6	347	30,0	
23	Sebaou	Beloua	1512	7	500	830	1,7	
24	Aissi (2)	R. 12	466	7 (5)	455	424	0,9	Affluent du n° 23

TABLEAU ANNEXE N° 1 (Suite)

Caractéristiques des bassins en observation en Algérie et en Tunisie

N°	Cours d'eau	Poste de mesure	Bassin versant Km ²	Nombre d'années considérées	R m/m	E T/Km ²	E/R K/m ³	Observations	
25 B	Soumane	Sidi Aïch	8460	3	37,5	490	13,1	Affluent du n° 35 —id— —id—	
	Agrioun (1)	Irl Emda	635	3	360	5300	14,8		
27	Haï	El Cantara	1125	3	12,5	155	12,4		
30	Kebir Ouest (3)	R. 44	1120	5	238	265	1,1		
32	Bou Hamdane	Medjez Amar	1165	7	89	88	1,0		
33	Cherf	Medjez Amar	2865	6	38	190	5,0		
34	Melah	Duvivier	545	8	266	305	1,2		
35	Seybouse	Boudaroua	5488	9	78	236	3,0		
36	Medjerdah	Souk Ahras	220	7	285	311	1,2		
37	Bou Namoussa	Chefia	575	8	234	270	1,2		
38	Kebir de l'Est	Yusuf	665	8	448	969	2,2		
TUNISIE									
I	Medjerdah	Ghardimaou	1490	6	122	497	4,1		
II	Medjerdah	Sk. El Khemis	16361	6	46,7	485	10,3		
III	Medjerdah	Medjez El Bab	20930	5	58,0	638	11,0		
IV	Rhezala (4)	R. 17	138	5	360	850	2,4		
V	Kesseb (4)	B. 11	101	5	600	921	1,5		
VI	Kebir	Sidi Aouidet	225	7	77	1313	14,4		
VII	Nebanna	Sidi Messaoud	855	5	43	638	14,9		
VIII	Mellègue	K. 13	9014	9	19	591	31,0		
IX	Zéroud	Sidi Saad	8950	7	11,7	492	42,0		

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année moyenne
------	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---------------

Pluie

Hauteur en m/m

Tabarka	53	115	145	189	167	131	87	70	42	17	4	9	1029
Tunis-Manoubia	32	50	47	61	64	52	41	35	19	9	3	7	420
Le Kef	38	44	52	65	65	56	51	48	39	27	9	15	509
Gafsa	14	14	18	14	17	13	22	16	10	8	2	4	152

Températures

moyennes mensuelles en degrés centigrades

Tabarka	24,0	19,9	15,6	12,1	11,1	11,5	13,6	15,8	18,8	22,6	25,2	25,8	18,0
Tunis-Manoubia	24,5	20,0	15,2	11,3	10,4	11,3	13,1	15,6	19,0	23,2	26,0	26,4	18,0
Le Kef	22,5	17,7	12,3	8,4	7,1	8,2	10,8	13,9	17,8	22,7	26,5	26,2	16,2
Gafsa	25,9	20,8	14,8	9,7	9,1	10,8	14,1	17,8	22,3	26,7	29,6	29,5	19,3

THE INFLUENCE OF RIVERWORKS ON THE EQUILIBRIUM ON THE RIVERBOTTOM IN THE VICINITY OF THE BIFURCATIONS OF THE RIVER RHINE IN THE NETHERLANDS

H. VAN WIJNGAARDEN

Senior Engineer of the Rijkswaterstaat Arnhem (Holland)

SUMMARY

Near the bifurcation of the River Rhine in the Netherlands into River Waal and Panterdens Kanaal as well as near the bifurcation of the Panterdens Kanaal into Lower Rhine and IJssel, riverworks have been or are being carried out which modify the discharge distribution. Also the distribution over the different Rhinebranches of the sediment transport by the River Rhine will be modified. The object is to harmonize the modifications in the distribution of waterdischarge and sediment-transportation in such a way that as early as possible a new equilibrium of the bottom of the different Rhine branches will be established.

Dependent on the programme of operation of the weirs, the canalisation of the Lower Rhine now under construction, will modify the equilibrium of the bottom of Lower Rhine, IJssel and Panterdens Kanaal especially round the bifurcation. It is to be considered important to know, before the weirs are put into operation, the limits of the programme of operation that have to be observed with a view to the above mentioned equilibrium.

Furthermore it must be investigated whether it is necessary in order to attain as soon as possible the equilibrium of the bottom, to change the situation of the bottom of one or more Rhine-branches beforehand.

Moreover attention must be paid to attain such a position of the riverbottom that the desired distribution of the Upper Rhine-discharge over the Rhine branches will be obtained.

The investigations are carried out by means of a combination of calculations and model tests. For that purpose a large part of the bifurcation-area of the Rhine branches has been reproduced in a model.

In this way an attempt is made to determine the equilibrium of the bottom that is to be expected ultimately.

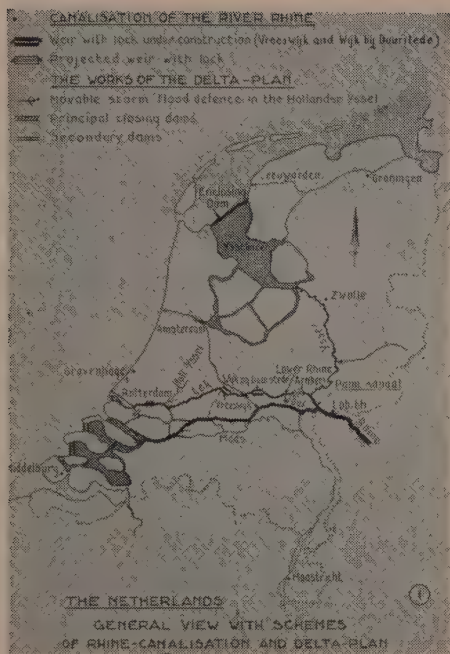
1. INTRODUCTION

Generally the execution of riverworks will influence the situation of the river-bottom and consequently the water-levels on the spot will change. If, however important riverworks are carried out in an area where a river divides into two or more branches, not only the bottom-configuration and the water-levels will change, but also the discharge-distribution over the different branches. The modifications in the distribution of the sediment-transport, occurring in connection with this, in turn will be of influence on the changes in the bottom-configuration round the bifurcation-points.

Such a situation arises in the bifurcation-area of the River Rhine in the Netherlands.

Figure 1 shows the course of the River Rhine and its branches in the Netherlands. Near Panterden the River Rhine divides into River Waal and Panterdens Kanaal. Near Westervoort the Panterdens Kanaal divides into Lower Rhine and IJssel.

One of the most important riverworks executed in the bifurcation-area during the past 10 years, is the amelioration of the bend in the upper part of the Panterdens Kanaal. This amelioration was realized by enlargement of the radius of the bend. One of the consequences was a certain shortening of the bend, which, occurring



so close to the bifurcation-point, might influence the discharge-distribution. In order to determine as well as possible the consequences of the amelioration, a model test was carried out in the Hydraulics Laboratory at Delft.

The improvement of the bend was very useful to navigation. It was part of an extensive complex of riverworks, one of the purposes of which was to regulate the discharge-distribution at high discharges.

The works now asking special attention in the bifurcation-area of the Rhine in the Netherlands are those, connected with the canalisation of the Lower Rhine. The purpose of this canalisation can be summarized by the following three points:

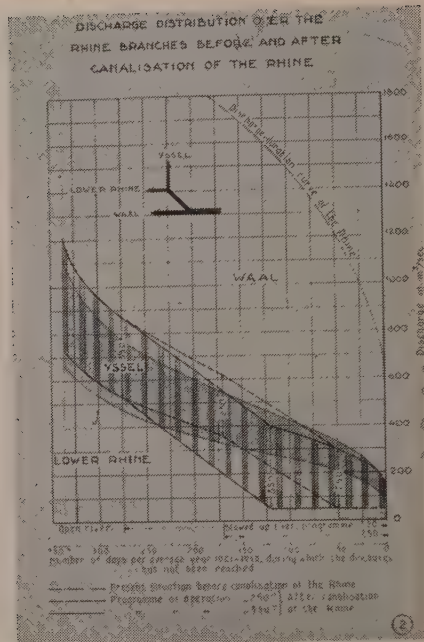
1. By increasing of the discharge of the IJssel large quantities of Rhine-water will be directed towards the IJsselmeer, a large basin cut off from the sea. Thus the possibilities to let in fresh water during dry period into extensive areas round the IJsselmeer for the sake of cattle-breeding, agriculture and horticulture will be considerably improved.

2. The possibilities for navigation on the IJssel will be improved by the increase of the discharge of this river.

3. The raising of the water-level of the Lower Rhine will make possible an increase of the admissible draught for navigation on this branch too.

The contemplated increase of the low discharges of the IJssel will be attained by the proper adjustment of the upstream weir in the Lower Rhine. For this sake several programmes of operation have been made up. Briefly, for a programme of operation x the upstream weir on the Lower Rhine (fig. 2) would be manipulated as follows:

At low discharges of the German Rhine no more water would be allowed to flow through the Lower Rhine than is needed with a view to the water-management of the west of the country and to the fight against the pollution of the Lower Rhine;



the rest of the discharge of the Pannerdens Kanaal would flow off through the IJssel. At increasing discharges of the German Rhine, the discharge of the Lower Rhine would be maintained until the discharge of the IJssel were $x \text{ m}^3/\text{sec}$. After that, the opening would be regulated in such a way, that the discharge of the IJssel were maintained at $x \text{ m}^3/\text{sec}$; until the weir were completely opened. At still higher discharges the normal discharge-distribution over Lower Rhine and IJssel would be reestablished.

The problem is to find an admissible value of $x \text{ m}^3/\text{sec}$ for the IJssel-discharge. In view of navigation on the IJssel and the need for water in the area round the IJsselmeer, a discharge of $x \geq 250 \text{ m}^3/\text{sec}$ may be considered desirable. On the other hand x is limited by the consideration, that—as a consequence of the increasing discharge of the IJssel—no inconvenience must arise for the forelands by additional seepage from the river.

This upper limit is determined by a discharge of the IJssel of about $400 \text{ m}^3/\text{sec}$.

As it is advisable, on account of the preceding observations, to put the limits of the programme of operation at $250 \text{ m}^3/\text{sec}$ and $400 \text{ m}^3/\text{sec}$, it now becomes necessary to investigate whether programmes within the indicated limits are admissible with a view to the equilibrium of the bottom round the bifurcation-points. The observations relating to this will have to take into account a lowering of the bottom, that will occur in the Upper-IJssel as a consequence of the intended shortening of a river-bend near De Steeg.

Before investigating the equilibrium round the bifurcation-point at Westervoort, it may be well to examine if some prediction can be made about the expected equilibrium of the bottom of the Lower Rhine after canalisation.

2. EQUILIBRIUM OF THE BOTTOM OF THE LOWER RHINE AFTER CANALISATION

2.1. General

In fig. 1 the places are indicated where weirs in the Lower Rhine and the Lek will be built.

The downstream weir, now under construction, is situated near Vreeswijk. Downstream Vreeswijk, as a result of the tidal movement on the Lek, and of some special provisions, the depth will be sufficient for navigation even with the low discharges of the Lower Rhine to be expected after canalisation.

The provisions mentioned consist in the lowering of the river-bottom over a reach of some kilometers downstream the weir. The grain-size of the sand in the bottom of this reach is $d_{50} = 0,5$ mm.

The second weir will be built near Wijk bij Duurstede, upstream Vreeswijk and just past the crossing with the Amsterdam-Rhine canal (the connection of Amsterdam with the River Waal).

The third most upstream weir is planned just downstream Arnhem.

Regarding the maximum level to which the water may be raised, by these three weirs, it is important that no inconvenience should arise for the forelands by excessive seepage from the river. For each weir this level is directly connected to the momentary discharge of the Lower Rhine. On the other hand it has to be considered, that under these circumstances the depth has to be always sufficient for navigation all along the Lower Rhine and the Lek. In this respect the bottle-necks lie immediately downstream the weirs. For different discharges, and given the maximum water-levels admissible above each weir, the corresponding water-levels immediately beneath the next weir upstream can be calculated.

The requirement for the greater part of the period of operation for the weirs is, that over the total length of Lower Rhine and Lek the useful depth for navigation must be at least 2.70 m.

This desirable depth for navigation indicates the level of the riverbottom, that is not to be exceeded.

2.2. Calculations of sediment transport

A following point of investigation is the question whether it is possible to determine the situation of the bottom of Lower Rhine and Lek in such a way that the above mentioned demands for navigation are met. A condition is, that this situation of the bottom can be maintained for a longer period, without any considerable silting up or scouring.

In this connection extensive calculations of sediment-transport and of backwater-curves have been carried out.

The formula of Meyer-Peter and Müller was used for the calculations of sediment-transport in the following form:

$$Z_s = \left(\frac{b_s}{15,1} \mu h I - 7,9 d_t \right)^{3/2}$$

in which:

Z_s = calculated friction-load in $\text{m}^3/24 \text{ hs}$,

b_s = the width, in meters, over which the transport takes place,

h = the average depth, in meters, of the minor bed,

I = the slope of the water-level in cm per km,

d_t = the characteristic grain-size, in mm, of the transported material.

For, the «ripple-factor», applies:

$$\mu = \left(\frac{C}{18 \log \frac{12 h}{d_b}} \right)^{3/2}$$

in which:

C = the de Chézy coefficient in $m^{1/2}/sec$,

d_b = the characteristic grain-size, in meters, of the bottom-material.

Before using the formula of Meyer-Peter and Müller for comparative calculations of sand-transport in the present situation before Rhine-canalisation and in the future situation after Rhine-canalisation, it was necessary to investigate its applicability in connection with the purpose under consideration.

A test was possible, because in six cross-sections round the bifurcation-points sand-transport-measurements have been going on for many years and at various discharges. Consequently for each one of these cross-sections the relation between water-discharge (respectively water-level) and measured sediment-transport could be established.

It must be noted that the scatter of the results of measurements carried out at almost equal discharges, is very great.

The next step was to search for a logical interpretation of the different data in the formula of Meyer-Peter and Müller in such a way, that for each of the cross-sections reasonable agreement could be found between the calculated bed-load and that part of the measured sediment-transport, which could be taken into account for a comparison.

So it proved necessary to give an interpretation, adapted to the situation of the Dutch rivers, concerning the width within which the sediment-transport takes place.

Also, an extensive investigation was done concerning the characteristic grain-size of the transported material. The results showed, that the mean grain-size was the best choice. As for the characteristic grain-size of the bottom-material, d_{50} was used for the calculations.

The value of the coefficient of de Chezy for the different discharges could be determined with the formula:

$$C = \frac{316 Q_z}{b_s h^{3/2} t^{1/2}}$$

in which:

Q_z = the discharge of the minor bed in m^3/sec .

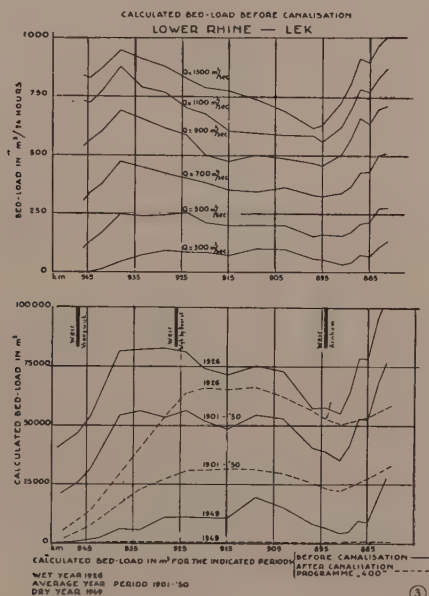
The other symbols of this formula have been defined following the formula of Meyer-Peter and Müller.

The necessary data have been determined at the above-mentioned cross-sections round the bifurcation-points by means of discharge-measurements, soundings and observations of the water-level.

After the test of the applied method of calculation for the bed-load by comparison with the comparable part of the measured sediment-transport in the six cross-sections round the bifurcation-points had produced reasonable agreement, calculations of the capacity of sediment-transport along the Lower Rhine and Lek in the present situation (before canalisation of the Rhine) were carried out for a number of discharges. The result is a relation (fig. 3) between the mentioned capacity and the discharge.

After that, with the help of the discharge-frequencies of the Lower Rhine,

occurring in an average year, a dry year and at wet year, the calculated bed-load was determined for these years for a number of places along the Lower Rhine and Lek. These too, are indicated in fig. 3.



The frequencies for the average year were derived from the discharges of the Rhine during the period 1901-1950. As an example of a dry year the discharge-frequencies of the Rhine in 1949 were chosen. A wet year was represented by the frequencies of the year 1926.

After this, an attempt was made to design a future bottom-line for the Lower Rhine and Lek for the situation after canalisation.

This future bottom should be able to meet two requirements: those of navigation concerning the admissible depth and those of stability for a long period. Various possible bottom-configurations, meeting the needs of navigation, were investigated.

In judging the various bottom-lines, special attention was paid to the question whether, regarding longer periods, important modifications are to be expected in the bottom-level in the immediate vicinity of the weirs. As appears from the programme of operation (fig. 2) the discharge of the Lower Rhine during the period of complete stowage will be so low, that no sediment-transport of any importance will take place. During the period that the weirs are completely lifted, the supply of water and sediment by way of the Pannerdens Kanaal, and their distribution over Lower Rhine and IJssel will give the same picture as in the situation before canalisation of the Rhine. Some difference will occur by the changed bottom-levels close to the bifurcation-points. In case modifications in the bottom-levels near the weirs will take place, these must be anticipated during the period of transition from the situation of complete stowage to the situation of open river. In this period the discharge of the Lower Rhine increases so much, that the corresponding sediment-transport becomes important. Due to the stowage, the sediment-transport upstream the weirs will decrease, while downstream the weirs it will increase again. On account of this, temporary silting up

upstream and scouring out downstream the weirs are to be anticipated. The duration of the period of transition from total stowage to open river depends in the first place on the future intensity of stowing, that is to say on the choice of the programme of operation.

For the average year 1901-1950 this period includes about 130 days for programme 250 and about 160 days for programme 400. For the rest the duration is connected with the actual picture, presented by the discharges of the Rhine. For instance, in a wet year of the 1926 type, the transition period for programme 400 is about 160 days, while with the same programme it is only 30 days for the dry year of the 1949 type.

Fig. 3 shows a comparison of the calculated capacities of sediment-transport for the average year 1901-1950, for the dry year 1949 and for the wet year 1926, all of them for the present bottom-situation (without canalisation) as well as for the lower bottom after canalisation. The latter bottom-line combines continuity with the requirements for navigation.

The results lead to the following remarks:

1. For each of the three year-types the calculated bed-load of Lower Rhine and Lek in the situation after canalisation of the Rhine turns out to be appreciably less than in the present situation. The main cause for this is the decrease of the average year-discharge of water of the Lower Rhine.

2. The bed-load, calculated as a function of the place along the river, shows the same general picture both for the investigated bottom after canalisation and for the present situation. With all the uncertainties, still clinging to the results of sand-transport calculations, this is a considerable support. Starting from the thesis, that the present course of the calculated capacities for sediment-transport corresponds with a certain long term equilibrium of the bottom, it is reasonable to expect the same for the designed bottom after canalisation of the Rhine.

3. The point, from which the decrease of the capacity for sediment-transport begins in the situation after canalisation, lies upstream from the same point in the present situation. This is caused by the circumstance, that the bottom-line, designed for the lower part of the river-reach to be canalized, runs almost horizontal when linked to the existing bottom.

2.3. Model investigations

The middle and downstream weirs with locks belonging to them are being built in the forelands. After completion of the constructions the new river-junctions will be dug and the old river-branch will be dammed-up. For the upstream weir things will be somewhat different. This weir, as the other two weirs, will be built in the forelands, whereas the lock is planned within the existing minor bed.

In order to be able to design, as well as possible, the future alignment of the river, additional investigations were carried out in models. The lengths of the river-sections reproduced by models were about 7 km.

The model-scales were: horizontal: 1 : 50

vertical: 1 : 25

The purpose of the model investigations was:

1. To establish a river alignment resulting in a stable bottom-configuration without shallows or bars to impede navigation.

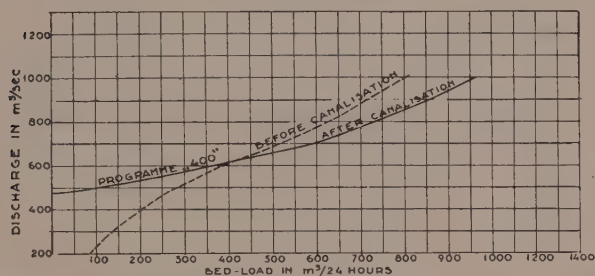
2. To establish the place and form of the mouths of the access canals connecting river and lock.

3. To determine the most suitable place for the weir.

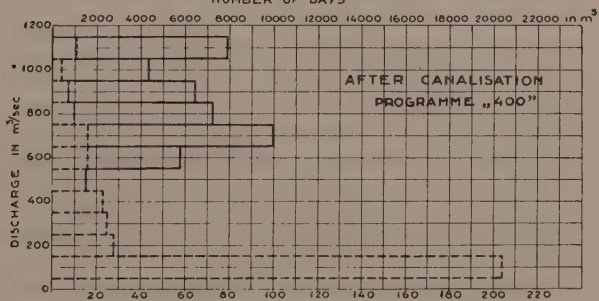
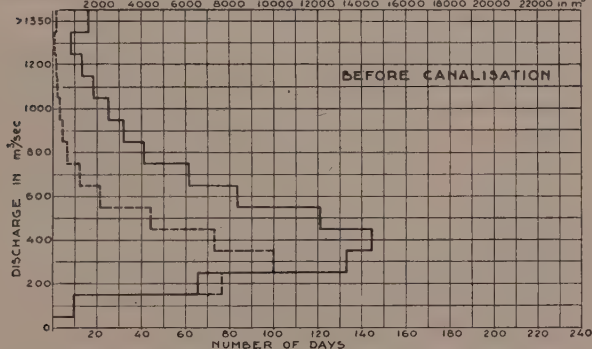
The model-runs took place with open river and with a characteristic discharge. In these model-tests the bottom material and the moving material consisted of bakelite

LOWER RHINE

BED-LOAD NEAR ARNHEN, CALCULATED WITH THE FORMULA OF MEYER-PETER AND MÜLLER



BED-LOAD IN m^3 BELONGING TO THE INDICATED GROUP OF DISCHARGES IN THE FREQUENCY-CURVE
2000 4000 6000 8000 10000 12000 14000 16000 18000 20000 22000 in m^3



NUMBER OF DAYS DURING WHICH THE DISCHARGES ARE WITHIN THE INDICATED LIMITS

— BED-LOAD CALCULATED WITH THE FORMULA OF MEYER-PETER AND MÜLLER
- - - - - FREQUENCY-DISTRIBUTION OF THE WATER DISCHARGES OF THE LOWER RHINE FOR THE AVERAGE YEAR 1901-1950

(4)

First the model was made to represent the present bottom-configuration and alignment. Then, with characteristic discharge for this situation, tests were carried out to find the amount of supply of the material to be transported, necessary for the maintenance of the present bottom-situation. The transport-scale, having been fixed in this way, the investigation of the future situation could begin.

The discharges that could be regarded as characteristic for the present as well as those for the future situation were determined as follows:

With the help of the results of calculations and measurements of sediment-transport, the relation between water-discharge and sediment along the Lower Rhine and Lek could be determined, fig. 4. Starting from the available data concerning discharge-frequencies calculated over the average year 1901-1950, it was possible to indicate for groups of water-discharges what part of the total sediment-transport each group accounts for. As characteristic for the sediment-that discharge was chosen, that belongs to the summit of the year-transportcurve. An equally good choice would have been the discharge belonging to the centre of gravity of the area, enclosed by the year-transport-curve and the vertical axis (that is the axis giving, in fig. 4, the discharges in $\text{m}^3/\text{sec.}$). The model investigations were carried out by the Hydraulics Laboratory at Delft. Open air department N.O.P.).

3. EQUILIBRIUM OF THE RIVER BOTTOM IN THE VICINITY OF THE BIFURCATION OF THE PANNERDENS KANAAL INTO LOWER RHINE AND IJssel

One of the most important problems is the investigation of the bottom-situation to be expected in Pannerdens Kanaal, Lower Rhine and IJssel after the canalisation of the Rhine will have been put into operation. As was explained in the preceding chapter, the canalisation of Lower Rhine and Lek involves a lowering of the bottom of this Rhine branch. This lowering is connected with the desirable depth for navigation. The backwater-curve and sediment-transport-calculations carried out for Lower Rhine and Lek resulted in a bottom-situation of which, in view of the calculated capacities of sediment-transport, a certain equilibrium may be expected provided, that the modifications in the supply of sand from the Pannerdens Kanaal, due to the canalisation of the Rhine will be in good agreement with those of the average capacity of sediment-transport of Lower Rhine and Lek.

In the upper part of the IJssel too modifications in the bottom-line and in alignment will be effectuated. During the period of stowing it will have to be possible to discharge the desired quantities of water through the IJssel without changing, by the necessary rise of water-level brought about by the upstream weir in the Lower Rhine, the discharge distribution over Waal and Pannerdens Kanaal. This calls for a lowering of the bottom of the upper part of the IJssel. In order to be effective, such a lowering of the bottom must cover a sufficient length. Besides one must be assured that the desired lower bottom-level can maintain itself indefinitely. With a view to this, the most attractive solution appears to be a lowering of the bottom covering almost the whole length of the IJssel and decreasing in downstream direction. It is however, hardly practicable because of the large quantities of bottom-material to be removed. Nevertheless, it is possible to indicate another solution, while maintaining the advantages of a lowering of the bottom over great length. This possibility is given by the presence of a very large bend in the upper part of the IJssel. The cutting out of this bend results in a shortening of the river by about 5 km. Starting from an average bottom-slope in the upper part of the IJssel of about 10 à 15 cm/km, a cutting of the river bend will create the possibility to lower the river-bottom upstream by 1/2 to 3/4 meters, without having to be afraid that, with the present discharge-regime of the IJssel, the deepening will disappear after a shorter or longer time. Moreover, the cutting of the bend will shorten of the navigable waterway, which is another reason why this solution is attractive.

The question now arises, whether, with the calculated possible bottom-line of the Lower Rhine after canalisation, and with the situation as indicated above of the bottom of the upper IJssel in combination with the cutting of the bend, the conditions will have been obtained for a future equilibrium. In this connection a programme of operation for the weirs is thought of, lying between the limits «250» and «400». In order to obtain an answer to this question, calculations have been

carried out to determine the capacities for sand-transport of those reaches of Pannerdens Kanaal, Lower Rhine and IJssel, that join at the bifurcation.

These calculations have been carried out for the present situation (before canalisation) as well as for various conceivable situations after canalisation of the Rhine.

However, the calculations of sediment-transport for the present as for the future situation contain uncertainties, e.g. regarding the values of the coefficient of de Chézy, the width applying to the sediment-transport, the slope of the water-levels in the immediate vicinity of the bifurcation etc. Moreover, calculations of sediment-transport can give qualitative indications about changes in bottom-level, but quantitative interpretations of the results are doubtlessly unjustified.

It is of the utmost importance to know beforehand what the consequences will be of a certain programme of operation of the weirs for a certain year-type and with a certain bottom-situation of the Rhine branches.

In view of this, together with the calculations of sediment-transport, model-investigations are carried out. To this end the bifurcation-area was reproduced in a model. Starting from the bifurcation-point the model covers a reach of the Pannerdens Kanaal in upstream direction of 3 km. Downstream along the Lower Rhine the model has a length of 3 km, and along the IJssel of 5 km.

The model-scales are: horizontal scale: 1 : 60

vertical scale: 1 : 25

The model has a movable bed. The bottom-material and the transported material consist of fine sand.

Before the runs of future situations could begin, a test of the present situation had to take place. To this end the present bottom-situation was reproduced in the model. Next, tests were carried out to find the amount of sediment-supply necessary for the maintenance of the present bottom-situation at the «characteristic discharge», of the Pannerdens Kanaal. This stable situation once obtained, it appeared that the bottom-situation of Lower Rhine and IJssel corresponded well with the one that had been originally reproduced.

Also, model-runs were carried out for the present situation with two higher discharges. In these cases too that amount of sediment-supply was to be determined for which the original bottom-situation of the Pannerdens Kanaal was maintained. In this way an insight was gained in the course of the transport-scale as a function of the discharge. This was important for the runs of various possible situations after canalisation of the Rhine when discharges, higher than the characteristic discharge for the present situation, have to be reproduced in the model. The model-investigations were carried out in the open air department N.O.P. of the Hydraulics Laboratory at Delft.

3.1. General frame of calculations and model-investigations

In order to be able to investigate in the model in an acceptable way which bottom-situation, when following a certain programme of operations of the weirs, establish itself in the long run round the bifurcation-point at Westervoort, it was necessary to calculate the amount of sediment-transport to be supplied to the model in each of the situations to be investigated. To this end calculations had to be carried out, first of backwater-curves and water-level-slopes and then of sediment-transport. These calculations had to start from certain assumptions concerning the bottom-situation round the bifurcation-point Westervoort. Next, discharge-frequency-curves were drawn, belonging to the corresponding situation after canalisation, for each of the Rhine branches and for the average year 1901-1950. These curves allowed an insight into the course of the calculated yearly capacity of sediment-transport round the bifurcation-point.

In order to be able to form an opinion about the calculated capacities of sediment-transport round the bifurcation-point Westervoort for the different situations, it was desirable to compare the results with those of the calculations for the present situation. For the average year 1901-1950 and averaged over the whole length of the Pannerdens Kanaal a yearly capacity of sediment-transport of 55000 m³ was calculated for the present situation.

3.2. *Situation after canalisation of the Rhine. Existing bottom-situation, programme of operation of the weirs 400.*

After the testing of the model was finished, the question was raised, what would happen to the bottom round the bifurcation-point in case an intensive programme of operation (programme 400) would be put into effect after the completion of the weirs and starting from the present bottom of the Rhine branches. As mentioned before, a future lowering of the bottom of Lower Rhine and IJssel is to be anticipated. It was interesting to investigate if this lowering of the bottom could be brought about without human interference by effectuating a certain programme of operation of the weirs.

Taking the condition as framed above as a starting point, it was necessary in the first place to compose the discharge-frequency-lines for each of the three Rhine branches and for the average year 1901-1950 by means of slope and backwater-curve-calculations. With the help of the data thus obtained, calculations of sediment-transport were carried out for a number of discharges, and after that, with the help of the discharge-frequency-lines, the capacity of sediment-transport for the average year 1901-1950 could be determined.

The capacity of sediment-transport thus calculated, for the Pannerdens Kanaal in this situation, was 29000 m³, being 55% of the amount found for the present situation.

3.3. *Schematization of the described situation on behalf of the model-investigation*

From the point of view of model-practise it is very difficult indeed to realize model-runs, containing all discharges occurring in a certain year-type. It was therefore desirable to schematize the discharges of the average year-type 1901-1950, used in the model-tests in such a way, that two different discharges for the Pannerdens Kanaal were sufficient for the situation after canalisation of the Rhine. Of these discharges one is characteristic for the periods of stowage, the other for the periods of open river.

The possibility, applying to this case, to keep the discharge of the IJssel constant for all periods, meant an additional simplification of the programme for the model-runs. As a result of the calculations it was found, that the following schematizations had to be introduced:

period of open river:	discharge Pannerdens Kanaal:	1060 m ³ /sec
	corresponding sediment-transport:	425 m ³ /24 hours
	discharge Lower Rhine	: 660 m ³ /sec
	discharge IJssel	: 400 m ³ /sec.
period of stowage:	discharge Pannerdens Kanaal:	860 m ³ /sec
	corresponding sediment-transport:	32 m ³ /24 hours
	discharge Lower Rhine	: 460 m ³ /sec
	discharge IJssel	: 400 m ³ /sec.

$$\text{Ratio} \frac{\text{duration stowage}}{\text{duration open river}} = \frac{3,75}{1}$$

The water-levels at the downstream boundaries of the model, corresponding to the above discharges were determined, after which the running of the model could begin, the correct supply of sand being added at the upper boundary.

After many hours of running it appeared, that the bottoms of the Pannerdens Kanaal and the IJssel were lowered by about 1/2 m, whereas the bottom of the Lower Rhine had risen about 3/4 m. It may be assumed, that the modifications of the bottom of Lower Rhine and IJssel would have covered longer reaches than those reproduced in the model. Consequently these would influence the discharge-distribution at the bifurcation-points. As a result of the modifications of the bottom, the discharge-frequencies of the Rhine branches will change as well. Therefore new backwater- and slope-calculations were necessary, in order to determine the new discharge-frequencies. These again were used to calculate, by means of the sediment-transport-calculations, the year-transport for each one of the Rhine branches, adapted to the changed circumstances. After that, the new discharge and the new duration-ratio had to be determined for correct schematization of the changed situation.

Now the new model-run could begin, after the relation between water-level and discharge at the downstream boundaries of the model had been adapted to the modification of the bottom-condition.

In this way an attempt is made to investigate step by step if and if the answer is affirmative, by what time, an equilibrium will be the result of continually operating the weirs according to programme 400, starting with the present bottom-situation. It still remains to be seen, if in this way an equilibrium can be obtained. Besides it is possible, that this equilibrium will involve a bottom-situation of the Rhine branches deviating considerably from the bottom as desired on account of formerly mentioned considerations.

Therefore the degree of influence will be examined, that can be exerted on the final bottom-situation by effectuating a less intensive programme of operation of the weirs.

Lastly the possibility will be investigated of maintaining the most desirable bottom-situation of Lower Rhine and IJssel by adjusting the programme of operation to this purpose.

In the next chapter an example is given of the method of calculation on behalf of the model-investigation, of the discharges and the duration-ratio of stowage- and non-stowage periods.

4. *Calculations on behalf of the model-investigation of the characteristic discharges for the periods of stowage and of open river as well as the corresponding duration-ratio.*

As starting point for this example a situation was chosen which had been established after a prolonged model-run according to programme 400, with the existing bottom-situation. The result had been a lowering of the bottom of the Pannerdens Kanaal and the IJssel of about 1/2 m., and a rise of the Lower Rhine bottom about 3/4 m.

For the situation established, calculations resulted in the following figures:

Calculated sediment-transport for the average year 1901-1950		Pann. Kanaal	IJssel	Lower Rhine
Total	Z_t	26225 m ³	41625 m ³	29050 m ³
During periods of stowage	Z_g	2000 m ³	26050 m ³	1300 m ³
During periods of open river	Z_o	24225 m ³	15550 m ³	27750 m ³

Characteristic discharges during periods of open river:
For the period of open river applies:

$$[Z_0]_{PK} : [Z_0]_Y : [Z_0]_{NR} = 24225 : 15550 : 27750 \quad (1)$$

$$= 1,56 : 1 : 1,78$$

In fig. 5 the relation is given between the water-levels at the bifurcation-point Westervoort and the calculated capacity of sediment-transport of Pannerdens Kanaal, IJssel and Lower Rhine.

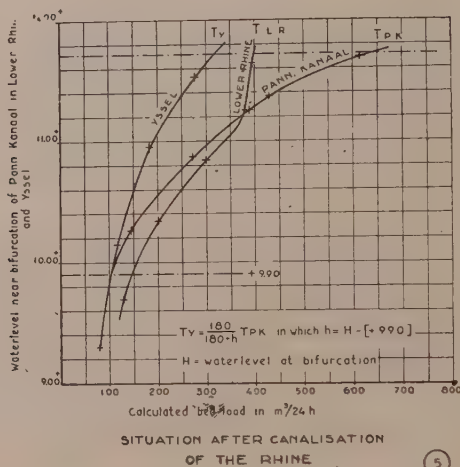


Fig. 5

For water-levels > 9.90 m + approximately the following relation applies between the sediment-transport on the IJssel and that on the Pannerdens Kanaal:

$$T_Y = \frac{180}{180 + h} \cdot T_{PK} \quad (2)$$

where h = water-level at the bifurcation-point - 9.90

The sediment-transports corresponding to the discharges with which the model-runs are carried out for periods of open river, must fulfil the condition:

$$[Z_0]_{PK} : [Z_0]_Y : [Z_0]_{NR} = T_{PK}^0 : T_Y^0 : T_{NR}^0$$

or according to (1):

$$T_{PK}^0 : T_Y^0 : T_{NR}^0 = 1,56 : 1 : 1,78 \quad (3)$$

With the help of (2) follows:

$$T_{PK}^0 : \frac{180}{180 + h} \cdot T_{PK}^0 = 1,56 : 1$$

giving $h = 1,01$ m.

The corresponding water-level at the bifurcation-point Westervoort is therefore:

$$9,90 + 1,01 = 10,91 \text{ m} + \text{N.A.P.}$$

In the case under consideration the following discharges and sediment-transports correspond to this water-level:

$$Q_{PK}^o = 1120 \text{ m}^3/\text{sec}; \quad T_{PK}^o = 288 \text{ m}^3/24 \text{ hours}$$

$$Q_Y^o = 500 \text{ m}^3/\text{sec}; \quad T_Y^o = 182 \text{ m}^3/24 \text{ hours}$$

$$Q_{NR}^o = 620 \text{ m}^3/\text{sec}; \quad T_{NR}^o = 320 \text{ m}^3/24 \text{ hours}$$

5. Duration-ratio of periods of stowage and non-stowage.

The considerations are based on the following equation:

$$\gamma t_1 T_g + (1 - \gamma) t_1 T_0 = t T_b$$

In this equation is:

γ = relative duration of run with Q_g (dimensionless)

T_g = sediment-transport for discharge Q_g

T_0 = sediment-transport for discharge Q_0

t = time in which in the model the yearly sediment-transport is reproduced at the characteristic discharge Q_b

t_1 = time in which the yearly sediment-transport occurs at the two discharges Q_g and Q_0 .

T_b = sediment-transport at discharge Q_b

For the stowage period applies as characteristic discharge for the IJssel, regarding sediment-transport: $[Q_g]_Y = 400 \text{ m}^3/\text{sec}$.

With this corresponds: $T_Y^g = 118 \text{ m}^3/24 \text{ hours}$

Furthermore, the following equation can be set down:

$$\left[\frac{Z_g}{Z_0} \right]_Y = \frac{T_Y^g \gamma t_1}{T_Y^o (1 - \gamma) t_1} \quad (4)$$

According to the results the following figures can be inserted into the equation:

$$\frac{26050}{15550} = \frac{118 \gamma}{180 (1 - \gamma)} \quad \text{or} \quad \frac{\gamma}{1 - \gamma} = 2,58$$

Giving:

$$\gamma = \text{Ratio} \frac{\text{Duration period of stowage}}{\text{Duration period of open river}} = \frac{2,58}{1}$$

6. Characteristic discharges during periods of stowage

The following relation ought to apply to the characteristic discharges during the period of stowage:

$$\left[\frac{Z_g}{T_g} \right]_{PK} = \left[\frac{Z_g}{T_g} \right]_Y = \left[\frac{Z_g}{T_g} \right]_{NR} = \gamma^t \quad (5)$$

For the IJssel applies:

$$\left[\frac{Z_g}{T_g} \right]_Y = \frac{26050}{118} = 221$$

Now the following equations can be written:

$$\left[\frac{Z_g}{T_g} \right]_{PK} = \frac{2000}{[T_g]_{PK}} = 221 \quad \text{or} \quad [T_g]_{PK} = 9 \text{ m}^3/24 \text{ hours}$$

and

$$\left[\frac{Z_g}{T_g} \right]_{NR} = \frac{1300}{[T_g]_{NR}} = 221 \quad \text{or} \quad [T_g]_{NR} = 6 \text{ m}^3/24 \text{ hours}$$

After this, with the help of the known relation between sediment-transport and water-level (resp. discharge), the corresponding discharges can be determined.

$$[Q_g]_{PK} = 710 \text{ m}^3/\text{sec.}$$

$$[Q_g]_{NR} = 380 \text{ m}^3/\text{sec.}$$

However, with the discharges found in this way of Pannerdens Kanaal, Lower Rhine and IJssel the following condition is not entirely fulfilled:

$$[Q_g]_{PK} = [Q_g]_Y + [Q_g]_{NR} \quad (6)$$

as: $720 \neq 400 + 380$

This is due to the circumstance that the time t_1 , in which the total yearly transport takes place at the indicated schematization by means of two discharges, will not be the same for the three Rhine branches. When, through a correct choice of characteristic discharges these times will have been mutually adapted for two of the three Rhine branches, on account of the relation (6), no freedom is left for a choice adapted to equation (5), of the discharge of the third Rhine branch.

As a result of these observations the following characteristic discharges are found for the period of stowage:

$$[Q_g]_{PK} = 710 \text{ m}^3/\text{sec.} \quad [T_g]_{PK} = 9 \text{ m}^3/24 \text{ hours}$$

$$[Q_g]_Y = 400 \text{ m}^3/\text{sec.} \quad [T_g]_Y = 118 \text{ m}^3/24 \text{ hours}$$

$$[Q_g]_{NR} = 310 \text{ m}^3/\text{sec.} \quad [T_g]_{NR} = 0 \text{ m}^3/24 \text{ hours}$$

It must be repeated here that, as a consequence of the schematization, the discharge of the Lower Rhine, and with it its capacity of sediment-transport turn out to be slightly too small in relation to the discharges of the two other Rhine branches.

3.7. Check on the schematization

Lastly a comparison can be made in the following way between the total transport on each of the Rhine branches according to the schematization and that according to calculations of sediment-transport.

The duration-ratio of periods of stowage and of non-stowage, for the indicated schematization, amounted to 2,58 : 1.

For a period of 3,58 days, the following sediment-transports would correspond to this:

$$\text{Pannerdens Kanaal: } 2,58 \times 9 + 1 \times 288 = 311 \text{ m}^3$$

$$\text{IJssel} \quad \quad \quad : 2,58 \times 118 + 1 \times 182 = 486 \text{ m}^3$$

$$\text{Lower Rhine} \quad \quad : 2,58 \times 0 + 1 \times 320 = 320 \text{ m}^3$$

According to the schematization applies:

$$[Z_t]_{PK} : [Z_t]_Y : [Z_t]_{NR} = 311 : 486 : 320$$

$$= 0,64 : 1 : 0,66$$

The following ratios were found on account of sand-transport calculations

$$[Z_t]_{PK} : [Z_t]_Y : [Z_t]_{NR} = 26225 : 41625 : 29050$$

$$= 0,63 : 1 : 0,70$$

Apparently, for the case under consideration, the applied method of schematization is in good agreement with the results of the calculations of sediment-transport.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author wishes to thank Mr M. de Vries of the Hydraulics laboratory at Delft, open air Department N.O.P.

The method of calculation, exposed in the last chapters, is developed in close cooperation with him.

CHEMICAL COMPOSITION OF LAKE WATER FROM KALLAVESI

N. KOROLEFF (Finlande)

SUMMARY

Average values for Na, K, Ca, Mg, Cl, N, and pH for the period from August 1957 to December 1958 are presented together with related data.

Pendant l'Année Géophysique Internationale la composition chimique des matières dissoutes dans l'eau du lac Kallavesi était étudié par des échantillons qui étaient pris le trentième de chaque mois aux profondeurs de 1/2 m., de 5 m. et de 15 m.

L'endroit où était fait l'échantillonnage, était le même que celui, où ont été mesurés les températures d'eau profonde dans le lac de Kallavesi, c.à.d. environ à 5 km au nord de la ville de Kuopio. Cette distance a semblé suffisante pour éviter la contamination de l'eau par les conduites de refoulement de la ville.

L'analyse des échantillons d'eau a été faite par moi-même dans les laboratoires chimiques de l'Institut Finlandais pour l'Exploration de la Mer, usant les méthodes y employées pour l'examen de la composition chimique des échantillons de précipitation. La station la plus proche pour l'échantillonnage de précipitation est située environ à 10 km de la station pour l'échantillonnage d'eau du lac Kallavesi.

Kallavesi est le plus profond lac de la Finlande avec la profondeur maximum de 104 m, selon RENQVIST. Il fait partie du plus grand bassin versant de la Finlande, qui en amont de ces deux bouches a une superficie de 16 000 km carrées et à la frontière avec l'URSS en aval, de 62 000 km carrés.

M. VIRO a déterminé la perte des matières nutritives comme différence entre celles qui étaient transportées par l'eau et celles qui sont entrées avec les précipitations. Pendant ces investigations en 1950-1951 M. VIRO a examiné mensuellement les sections avals de nos cinq rivières principales. Comme suite de ces mesures, on a remarqué, que la teneur en matières inorganiques dans la région de Vuoksi, dont Kallavesi fait partie, est la plus petite, et que les changements en teneur d'un mois à l'autre étaient minimes, ce qui s'explique par le grand pourcentage des lacs. M. VIRO a donné des renseignements par trimestres. Le tableau I permet de faire la comparaison entre les concentrations en aval de Vuoksi et ceux de Kallavesi. Par suite de la non-concordance des jours de prise des échantillons, il était fait un petit décalage d'un 1/2 mois dans le temps.

Comme les chiffres le démontrent, les changements en teneur à Kallavesi sont encore moindres qu'en aval.

Comme M. VIRO a indiqué la quantité totale de l'azote, et les analyses à Kallavesi donnaient des valeurs en ammoniacque et en nitrates seulement, ces teneurs ne sont pas directement comparables entre elles.

Les quelques écarts exceptionnels des valeurs de l'azote au cours de l'été de 1957, peuvent être partiellement expliqués par les orages considérables qui eurent lieu dans ces parages.

Le tableau II indique le transport total des matières en kg/mm carrés/an. (Selon M. VIRO).

Les échantillons pris aux différentes profondeurs accusent généralement des extrêmement petites différences en teneurs.

D'après les observations sur l'état thermique, la stratification du lac subit des

TABLEAU I

les teneurs moyennes en matières inorganiques dissoutes dans l'eau de Vuoksi et de Kallavesi en mg/l

V = Vuoksi, les échantillons examinés par M. Viro, bassin versant 61 000 km carrés.

K = Kallavesi, les échantillons examinés par M. Koroleff, bassin versant 16 000 km carrés.

Place	Année	Trimestre	Ca	Mg	K	Cl	N
V	1958	1.	3.8	1.02	0.83	1.22	0.84
K		1.	2.6	1.06	1.12	3.15	0.65
V	1958	2.	3.9	1.35	1.08	1.81	0.60
K		2.	2.7	1.18	1.13	2.40	0.10
V	1957	3.	3.9	1.23	1.66	1.46	0.70
K		3.	2.7	0.96	1.08	1.96	0.17
K	1958	3.	2.8	1.27	1.03	2.23	0.13
V	1957	4.	3.6	1.29	3.16	1.64	0.67
K		4.	2.7	1.20	1.14	2.08	0.35
K	1958	4.	2.6	1.13	1.12	2.01	0.16

TABLEAU II

les matières solides transportées de bassin versant de Vuoksi en kg/km carrés/an. Selon M. Viro

Orga- nique	Inorga- nique	Ca	Mg	K	Na	SO	Cl	N
980	5840	1220	390	544	600	1770	485	223

transformations considérables. M. SIMOJOKI a pu observer des déplacements diurnes notables du métalimnion.

Toutes les déterminations donnent des valeurs moyennes, exposées en tableau III. Les résultats des analyses montrent l'augmentation de certaines concentrations de la couche supérieure du lac après congélation.

La dilution de mai et juin indique que les concentrations des eaux affluentes étaient faibles et qu'à part cela il y avait dépense en ce qui concerne le potassium, la magnésie et l'azote.

TABLEAU III

Les teneurs moyennes en matières inorganiques dissoutes en mg/l à différentes profondeurs dans le lac Kallavesi pendant l'Année Géophysique Internationale

Profondeur	Ca	Mg	K	Cl	NH ₃ -N	NO ₃ -N	Na
1/2 m	2.7	1.15	1.13	2.03	0.107	0.127	1.74
5 m	2.7	1.16	1.06	2.10	0.104	0.121	1.67
15 m	2.6	1.16	1.10	2.19	0.105	0.121	1.79

Les valeurs des teneurs moyennes pendant toute l'Année Géophysique Internationale ont été comparées avec les valeurs moyennes des concentrations des précipitations des années 1955-1958.

Ces valeurs ont, malgré les conditions différentes, une certaine ressemblance avec les valeurs trouvées par M. GORHAM pour deux lacs en Angleterre, ce qui apparaît des chiffres du tableau IV.

TABLEAU IV

Le rapport entre des teneurs en matières inorganiques dissoutes dans l'eau des lacs et dans les précipitations correspondantes

Lac	Ca	Mg	K	Cl	NO ₃ -N	Na
Newton Mere	24.4	8.1	41.0	4.8	> 1.5	4.3
Croze Mere	226.7	43.8	29.0	6.3	> 12	5.9
Kallavesi	4.2	13.2	6.0	4.1	1.2	7.5

Les analyses des eaux de Kallavesi montrent la réalité de l'influence égalisatrice du lac aussi sur les matières chimiques qui y sont diluées. Une partie considérable de ces matières a comme provenance, les précipitations.

BIBLIOGRAPHIE

- 1955-1959: Current Data on the Chemical Composition of Air and Precipitation. *Tellus*, 7-11.
- GORHAM, E., 1957: The Chemical Composition of Some Waters from Lowland Lakes in Shropshire, England. *Tellus*, 7, 174-179.
- RENOVIST, H., 1951: The Inlands Waters of Finland. *Hydrografisen toimiston tiedonantoja*, XIII, 145-180.
- SIMOJOKI, H., 1956: Über die Temperaturverhältnisse einiger finnischen Seen. *Fennia*, 89, No : 3, 17 pp.
- VIRO, P. J., 1955: Loss of nutrients and the natural balance of the soil in Finland. *Communicationes Instituti Forestalis Fenniae*, 42, 1, 45 pp.

POST-ROMAN EROSION AND DEPOSITION IN THE WADIS OF TRIPOLITANIA

C. VITA-FINZI

Cambridge University, England

SUMMARY

Remains of Roman dams are widespread in the wadis of Tripolitania; they are useful guides to changes that have taken place in the channels since Roman times. In certain reaches deepening, localised by the geological conditions, has been considerable. A widespread aggradation terrace, found in most of the Tripolitanian wadis, was deposited after the breaching of the dams and a period of downcutting. Whilst little deepening seems to be taking place today in the main beds, widening of the channels and gullying of the slopes is active. The deduced sequence of post-Roman changes resembles that described in other parts of North Africa, notably Tunisia, and human agencies may be the common factor.

1. DATING BY ROMAN REMAINS

The study of changing river systems may benefit from historical treatment ⁽¹⁾, especially where human settlement has been intimately linked to the streams, discontinuous in time, and widespread during the period in question. All these conditions apply to much of Roman North Africa.

The progress of erosion in Tunisia has been studied from the historical viewpoint by Tixeront ⁽²⁾ who made his estimates of surface change since Roman times by referring to ruins, traces of centuriation, terraces, and other vestiges of ancient agricultural occupation. The nature of alluvial deposits which lie behind or above Roman structures, and are evidently younger in age, may betray conditions that differ from the present; Butzer used evidence of this kind in his studies of recent deposits in Egypt ⁽³⁾.

In Tripolitania there are numerous Roman dams, most of which were built to hold up silt brought by the ephemeral winter floods and thus to create terraces of moist soil along the wadis in an area of scanty and unreliable rainfall ⁽⁴⁾. The remains of the dams indicate some of the changes in shape ⁽⁵⁾ and position undergone by the drainage channels over the last two thousand years; while the deposits accumulated during the life of the dams or after their destruction reflect changes in the nature of the stream flow.

In the five wadis of the Msellata hills that were examined in detail ⁽⁶⁾ three phases (two of erosion separated by one of deposition) appear to have occurred broadly contemporaneously; and spot checks made in other wadis suggest that the whole of northern Tripolitania was affected: in other words the arc of hills, or Gebel, that reaches from Tunisia to Homs.

The dams were built during the first few centuries A.D.; some of them fell into disrepair as early as the fourth century, and the nomad invasions of the eleventh century put an end to any works of water control that had survived the vicissitudes of the preceding seven hundred years. Our dating cannot yet be more precise than this.

2. SHIFTING CHANNELS

The major Tripolitanian wadis, among them the Tareglat-Caam, occupy broad

flat valleys, sometimes over a kilometre across, and are fed by some of the narrow steep-sided wadis that flow through the limestone hills of the Gebel. The main valleys were dammed by earth dykes protected by masonry spillways; the narrow gorges by all-stone barrages. The modern channels often lie well away from the ancient dam sites.

Lateral migration of the channels has been of two kinds: first, that resulting from aggradation, either natural or induced by the dams; second, «monoclinal» shift over a sloping hard bed. Most of the masonry dams—where their foundations are exposed—are seen to rest on a calcrete crust, underlain by gravel or scree, that veils the limestone hills and lines the valleys. In Roman times the calcrete surface was apparently continuous along the wadi bottoms, though irregular and rough. This hilly limestone landscape had been invaded by wind-blown silt, partly redeposited by water (*tinn*); until Roman times, drainage had been engaged in removing silt by sweeping over the calcrete surface and, briefly, in exhuming the buried landscape. There was a gradual return to the former pattern of drainage. When migration took place during the life of the dam, it was either abandoned (and a new one erected not far away), or extended *pari passu* in an attempt to keep a barrier across the line of flow.

3. DOWNCUTTING

In many places the calcrete was breached at some time after the dams had yielded, with the result that they might be left perched some metres above the present wadi floor. Vertical cutting was localised at a number of breaks whose position had been determined by the undulations of the calcrete surface and the entry of tributaries; and the migration of these knicks upstream was facilitated by the incoherence of the material underlying the calcrete.

This vertical cutting in the main channels was accompanied by gullying of the valley sides. For the resistant calcrete to be breached, and for flow on the hillsides to be localised into lines, the behaviour of runoff waters must have altered markedly. The abandonment of Roman terraces and soil-control measures was responsible for some of this erosion.

4. CHANGES IN GRADIENT

The main channels are being spasmodically regraded by the erosion active during periods of flow below the breaks in the calcrete. There appears to be a tendency towards the establishment of long profiles more closely related to the regime of flow and the load carried than in pre-Roman times, when geological conditions limited vertical changes and the calcrete imposed its irregular form on the wadi floors. Nevertheless even today the geology is important in that it governs the location of the breaks of slope. The sea-level in Roman times was approximately where it is today, as can be seen from the harbour fittings of Lepcis Magna at the mouth of Wadi Lebda; the maximum change in profile has taken place in the middle reaches of the five wadis studied.

5. EROSION AND DEPOSITION

Although local base-level changes with each flood, and flow in the main channel may be derived from storms far upstream of the reach in question, gullies tend in time to grade towards something approaching a dominant flood, and one could speak

of a «generation» of gullies graded to a particular level. The gullies cut in the post-Roman period of channel deepening represented a marked increase in the drainage density.

They were filled some time later, during a phase of aggradation that also formed a terrace, usually 2-4 metres high, in most of the wadis. This deposit, largely silt, incorporates fragments of weathered limestone and also Roman pottery from the hilltop farms, and fragments of dam masonry. The relation of these remains to their source suggests that this material was derived largely from hillwash and *local* overloading; this is confirmed by the fact that the terrace achieves its maximum dimensions in the smaller tributaries, where runoff was little competent to remove the material that was choking the channel.

The present floods rarely rise to the level of the terrace, and then only in the lower reaches of the wadis, where localised deposition may take place. Otherwise gullies are again attacking the silt of the slopes (and exposing some of the buried channels⁽⁷⁾). Widening of the main channels predominates in the stretches where flow is still taking place over the calcrete surface.

The sequence of events can be summarized as follows:

1. Pre-Roman : wadis wander over the calcareous crust (calcrete) and remove silt (*tinn*).
2. Roman : construction of dams; terraces accumulate behind them.
3. Invasions : dams and other works destroyed.
4. post-Classical : calcrete breached; downcutting and regrading of main wadis, accompanied by gullying of sides; stream density increases.
5. Formation of slope-wash terrace; filling of lower parts of gullies to level of the main terrace; stream density reduced.
6. Erosion of fills and terraces by wadis and fresh gullies; localised regrading continues; stream density once again increasing.

6. OTHER PARTS OF NORTH AFRICA

In Tunisia Burollet⁽⁸⁾ saw the effects of "une reprise d'érosion" caused by systematic deforestation at different periods : the Roman, the Arab invasions; and the modern period, when charcoal-makers are consuming the last vestiges of the forest cover. In Egypt, on the other hand, Butzer⁽⁹⁾ found geological proof of "a moister period in post-Classical times, which may well coincide with historical evidence of a moist interval during the ninth and tenth centuries". In other parts of North Africa, a terrace formed during or after Classical times has been observed, and alluviation in certain estuaries is said to have accelerated markedly.

It is tempting to explain the similarities between the post-Classical geologies of Tripolitania and of other parts of North Africa by parallels in the history of human occupation. For example, deforestation in recent decades (where it often takes the debased form of removing what few shrubs are left), accompanied by the harvesting of esparto grass (*Stipa tenacissima*) may be cited as man-made changes that are almost universal and that could be blamed for recent gullying; similarly the abandonment of erosion-control measures and the marked increase in the number of grazing animals that followed the end of the Roman period has often been blamed for deterioration of the land. Unfortunately evidence for climatic change since Classical times is meagre and too often based on vague contemporary accounts or the indirect evidence of historical events. But quantitative estimates now being made⁽¹⁰⁾ of the effects of man-made changes, such as those mentioned above, on the erodibility of the *tinn* do support the view that these changes were sufficient to explain the sequence of events outlined.

It would seem, then, that the regimes swung from erosion to deposition according to the vegetation or physical condition of the most delicate of the geological formations, the alluvium subject, most of the time, to some form of human exploitation.

BIBLIOGRAPHY

- (¹) e.g. MACKAY, D., «Ancient river beds and dead cities», *Antiquity* 19 (1945), 1935-44.
- (²) TIXERONT, J., « Conditions historiques de l'érosion en Tunisie », *Assoc. Internat. d'Hydrol. Scient.*, Bruxelles 1951, t II, 73-81, and bibliog.
- (³) BUTZER, K.W., «Some recent geological deposits in the Egyptian Nile valley», *Geog. Jour.* CXXV (1959), 75-9.
- (⁴) VITA-FINZI, C., «Roman dams of Tripolitania», *Antiquity* 35 (March 1961) (*in press*).
- (⁵) *see* pl XXIII in Oates, D., «The Tripolitanian Gebel : Settlement of the Roman period around Gasr ed-Dauun», *Papers. Brit. Sch. at Rome* XXI (n.s. VIII) (1953), 87-117.
- (⁶) cf. VITA-FINZI, C., «Post-Roman changes in the wadi Lebda» *in Field Studies in Libya* (Durham Univ. 1960).
- (⁷) cf. similar observations by BRYAN, K., «The Geology of Chaco Canyon, New Mexico», *Smithsonian Misc. Coll.*, vol 122, n° 7. For discontinuous gullies etc. Leopold, L.B. and Miller, J.P., «Ephemeral Streams», *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 282 A, 1956.
- (⁸) BUROLLET, P., *Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale*, (Tunis 1956), 275.
- (⁹) BUTZER, *op. cit.*, 19.
- (¹⁰) by the author; not in print.

LES MODALITÉS DE LA MORPHOGÉNÈSE DANS LE LIT DU GUIL AU COURS DE LA CRUE DE LA MI-JUIN 1957

Étude du Laboratoire de Géographie Physique du Centre de Géographie
Appliquée présentée par :

Prof. J. TRICART
Directeur du Centre (Strasbourg, France)

RÉSUMÉ

Le Guil a causé, lors de la crue de juin 1957, des dommages sans précédent dans la vallée. Les phénomènes géomorphologiques ont revêtu un caractère catastrophique du fait d'un changement de dynamique complet. Avant cette crue, le charriage d'alluvions était faible, le bassin étant boisé à 40 %. Le lit mineur était nettement délimité et à chenal unique, au milieu de prairies. Un très faible transport de galets par saltation avait lieu. Lors de la crue, des avalanches très nombreuses ont provoqué des débâcles et des effets de chasse d'eau sur les torrents affluents qui ont apporté des masses énormes d'alluvions (100.000 m³ pour un seul cône de déjection), qui ont barré parfois le Guil. Les troncs d'arbres fauchés par les avalanches se sont bloqués dans les ponts, qui ont cédé, occasionnant des débâcles successives. Tout le fond de vallée a été balayé par elles. Des blocs de 35 t ont été charriés dans les gorges. Des phénomènes de substitution de charge incessants ont provoqué simultanément d'énormes engravements et de violents sapements du pied des versants. Notre étude a été le point de départ d'un programme de réaménagement de l'ensemble du bassin-versant.

SUMMARY

In the Alps, near the Italian border, the Guil has caused, during the flood of June 1957, very severe damage. This flood was catastrophic in the meaning that the geomorphological events which were its consequences have completely modified the dynamics of the valley. Before the flood, debris transportation was unimportant, 40 % of the basin being forested. The river bed was narrow and the migration of the ebbles occurred only by saltation and in small quantities. During the flood, very numerous avalanches have dammed the small affluents and when the water has broken this obstacles, great quantities of shingle were pushed down into the main stream (100.000 m³ upon a certain fan), which was dammed too. Floating trees piled together into the bridges which were destroyed like when a dam is swept out. Boulders up to 35 t were transported in the gorge at this moment. In all the valley bottom, huge quantities of shingle were put in movement, but suffered only short transportation, being accumulated in braided channels and replaced by debris caved at the foot of the slopes. Thus, it occurred an exchange of the material under transportation upon very short distances (some kilometers).

En juin 1957, le Queyras a été dévasté par une très forte crue, qui a causé 10 milliards de dégâts. L'étude systématique des conséquences de la crue ⁽¹⁾ a permis de constater qu'il s'agit d'un phénomène catastrophique, qui rompt brutalement avec toute l'évolution de la région au Postglaciaire. Des phénomènes de résonance en sont la cause.

(1) Cette étude a été effectuée par le Centre de Géographie Appliquée à la demande du Ministère de l'Agriculture, Direction Générale du Génie Rural et de l'Hydraulique Agricole en vue d'établir un programme de remise en état des vallées de leur protection contre les crues. L'étude hydrologique de la crue a paru sous la référence suivante : J. TRICART (1958) : Etude de la crue de la mi-juin 1957 dans les vallées du Guil, de l'Ubaye et de la Cerveyrette, Rev. de Géogr. Alpine, n° 4, p. 565-577.

Il s'agit donc d'un véritable cas pathologique de dynamique fluviale, qui, comme tous les cas de ce genre, peut aider à saisir des mécanismes mal connus.

1. MÉTHODES D'ÉTUDE

Nous avons mis au point une méthode d'analyse de la dynamique fluviale destinée à analyser les phénomènes qui ne peuvent être reproduits de manière satisfaisante par les modèles réduits du fait de l'intervention de phénomènes qui ne peuvent être correctement réalisés dans le modèle : influence de la végétation, de la granulométrie etc... (2). Notre méthode consiste à étudier dans la Nature, en vraie grandeur, les manifestations de la dynamique fluviale. Pour y arriver, nous avons dû associer toute une série de techniques différentes dont certaines ont été mises au point spécialement. Elles peuvent se grouper en deux grands ensembles :

1.1. La cartographie géomorphologique détaillée :

L'observation systématique des formes du terrain, appuyée sur la géomorphologie moderne, aboutit à une cartographie de ces formes. Depuis la dernière guerre, des tentatives ont été faites dans ce sens principalement en Union Soviétique, en Pologne, en Tchécoslovaquie, en France (où nous avons dressé, dès 1954, une carte du delta du Sénégal au 1/50.000). Dans le cas du Queyras, l'ensemble du bassin a été levé au 1/20.000 et a fait l'objet d'une publication au 1/50.000 (3). Le fond de vallée a été traité au 1/5.000 (4). Cette échelle constitue un minimum car, pour être pleinement utile, une telle cartographie doit être très détaillée. En effet, elle comporte la figuration de tous les bancs d'alluvions avec l'indication sommaire de leur granulométrie (blocs, cailloutis, sables), de tous les chenaux (avec distinction de ceux qui sont à fond mobile ou pavés), de tous les aspects des berges (sapées, avec hauteur du sapement, protégées par la végétation, en pente douce, etc...), et des modalités d'évolution des parties inférieures des versants (glissements, éboulis de gravité, solifluxion, ravinement etc...) avec indication de la nature lithologique de tous les affleurements rocheux. Une carte géomorphologique ainsi conçue donne donc une image fort complète des formes, telles qu'elles résultent de l'action des processus morphodynamiques. Elle permet donc de les reconstituer et de reconnaître les sites dans lesquels ils agissent et l'importance qu'ils revêtent. Elle fournit d'importants éléments pour des évaluations numériques, par exemple, grâce à la longueur des secteurs sapés et à

(2) J. TRICART (1958) : Géomorphologie et aménagements hydrauliques. L'Universitaire, Sciences et Techniques, Alexandrie (Egypte), n° 1, p. 31-46.

(3) Les recherches que nous relatons ici sont de caractère collectif. Plus de 40 chercheurs y ont participé, soit sous la forme de stages sur le terrain, soit celles de travaux de laboratoires. Toute la partie cartographique a été réalisée sous la direction de Melle S. RIMBERT, Chef de Travaux. Les analyses morphodynamiques et l'ensemble des recherches, ont été dirigés par J. TRICART. Une carte au 1/50.000 du Queyras, accompagnée d'un bref commentaire concernant l'évolution des versants est sous presse sous le titre : «Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guil (Hautes Alpes, France)» dans la Zeitschrift für Geomorphol., n° spécial consacré aux travaux de la Commission d'Etude des Versants de l'U.G.I. Une monographie détaillée de l'évolution du fond de vallée du Guil, formant un mémoire d'une centaine de pages et accompagnée de cartes au 1/10000 est également sous presse dans le tome de 1959 du Bulletin de Géographie du Comité des Trav. Hist. et Scientifiques du Ministère de l'Ed. Nationale. Nous prions les lecteurs intéressés de se rapporter à ces publications dont des tirés à part peuvent être fournis par voie d'échange par le Centre de Géographie Appliquée.

(4) Le fond de carte a été fourni par une restitution stéréotopographique spéciale de l'I.G.N., effectuée à partir des photographies prises au lendemain de la crue.

leur hauteur, qu'elle indique, elle permet de calculer grossièrement les volumes que ces sapements ont libérés.

Mais la cartographie ne nous donne qu'une image statique des faits, insuffisante, bien qu'elle offre la possibilité d'arriver à une géomorphologie quantitative. Nous la complétons donc par d'autres méthodes d'observation, plus classiques. Dans le cas du Guil, nous avons recouru systématiquement aux photographies aériennes et, en particulier, à une comparaison minutieuse de la couverture normale, antérieure à la catastrophe, et d'une série de vues qui a été prise immédiatement après celle-ci. La vision stéréoscopique permet de reconnaître avec précision les modifications qui se sont produites et d'en fournir une évaluation quantitative. Cette dernière pourrait aisément être rendue très précise par la comparaison morphométrique de restitutions photogrammétriques. Nous ne sommes pas allés jusque là faute de moyens suffisants. La chose ne se justifiait d'ailleurs pas sur le plan de la pratique. Nous avons complété les photographies aériennes par la comparaison systématique de photographies obliques, prises au sol, les unes antérieures à la crue et les autres postérieures. De la sorte, de très nombreux faits ont pu être établis en vue de la reconstitution de la dynamique fluviale au cours de la crue.

Leur interprétation a été effectuée en grande partie en nous appuyant sur un second groupe de techniques, celles de la sédimentologie.

1.2. *La reconstitution des processus par l'étude sédimentologique :*

Les dépôts détritiques sont les témoins les plus directs des actions hydrodynamiques. Lorsque les particules ont été abandonnées, elles sont restées sur place dans la position même où elles étaient transportées, lorsque le transport a cessé. Aussi, l'étude systématique des dépôts détritiques actuels et anciens, que nous poursuivons depuis une quinzaine d'années, nous a-t-elle permis d'établir progressivement des lois. Par exemple, la disposition des plus gros éléments d'une nappe alluviale renseigne sur le mode de leur transport au moment de leur mise en place. Quand les particules ont été charriées en vrac au cours d'un transport par paquets, comme lors de la rupture d'une embâcle, elles sont mal orientées. Au contraire, quand elles se déplacent par saltation individuelle, elles sont en grande majeure partie disposées avec leur grand axe perpendiculaire au courant et leur plan principal relevant vers l'aval. L'analyse granulométrique des fractions fines qui forment la matrice des bancs de galets est également significative. Lorsque le matériel s'est accumulé brusquement, par blocage du courant par un obstacle ou par baisse brusque de la compétence par débâcle des eaux, par exemple sur un cône de déjections une sorte de réaction en chaîne s'amorce et l'accumulation est d'autant plus importante que les particules sont plus grosses. La courbe de fréquence cumulative obéit à une loi de croissance hyperlogarithmique. Au contraire, les accumulations libres ont une matrice caractérisée par une courbe cumulative en S car le matériel fin ne s'arrête pas. Quand aux particules plus grossières, elles comblent les vides entre les galets et les blocs antérieurement déposés. Or, elles ne peuvent le faire que tant qu'elles ne sont pas trop grosses, d'où une décroissance de la fréquence aux dimensions supérieures à 0,5-2 mm environ.

La forme des galets et fragments est également significative. Des centaines de milliers de mesures nous ont montré qu'elle enregistrait les effets mécaniques subis par le galet lors de son transport. Lorsque celui-ci n'est pas trop brutal, les galets perdent progressivement leurs aspérités et acquièrent un certain émoussé, qui se définit au moyen de mesures et d'un indice. Le façonnement est rapide au début et le plus en plus lent ensuite. Le transport par saltation, dans des cours d'eau abondants mais charriant assez peu d'alluvions grossières, est le plus efficace. Au contraire, les chasses d'eau qui balaient des paquets d'alluvions usent peu : les fragments frot-

tent peu les uns contre les autres et ne sont pas polis par le passage des particules plus petites sur le fond où ils restent immobiles entre les crues; ils sont, au contraire, enfouis au sein des débris et soustraits à l'usure. Les chocs très violents, par écrasement sous de gros blocs surtout, fragmentent les galets, ce qui se reconnaît à leur forme et s'enregistre lors des mesures.

La composition pétrographique des alluvions, comparée à celle du bassin, est également significative. En effet, suivant les conditions de transport, les différentes roches résistent plus ou moins bien, ce qui fait varier leur abondance relative différemment. Le rapport entre le pourcentage d'une roche dans les alluvions et dans les affleurements du bassin-versant est, lui aussi, fort significatif. Par exemple, dans les schistes lustrés, nous avons de nombreux filonnets et amygdales de quartz, qui forment de 1 à 3 % de la masse totale. Or, le quartz est beaucoup plus résistant à la météorisation que le schiste. Un lent transport des débris, qui restent exposés, en basses eaux, au gel, aux variations de température et d'humidité et qui subissent, immergés, l'altération chimique lorsqu'ils sont immobiles, a pour effet de faire croître rapidement la proportion des galets de quartz par rapport à celle des galets de schistes qui ont la même provenance. Le coefficient de concentration en quartz (rapport du pourcentage de quartz au pourcentage des diverses roches en contenant) est hautement significatif. Quand le transport alluvial est assez peu abondant, les galets de schistes s'éliminent et le coefficient de concentration des quartz croît. Il atteint même près de 100 % dans les rivières des pays tropicaux humides où l'altération chimique est très intense. Au contraire, un transport brutal en paquets élimine mal les schistes qui ne souffrent que d'un léger concassage.

La confrontation des résultats obtenus par des méthodes d'analyses aussi diverses permet une excellente reconstitution des conditions dynamiques du transport des matériaux. La seule difficulté est de savoir quand tel banc de galets étudié a été mis en place. Mais dans un cas comme celui du Guil, où tout le fond de vallée a été remanié, le problème ne se pose pas, ce qui accroît la certitude de nos conclusions.

2. LA DYNAMIQUE DU GUIL AVANT LA CRUE

Pour mieux déterminer le caractère exceptionnel de la crue de la mi-juin 1957 nous avons reconstitué la dynamique antérieure du Guil. Comme, presque partout, les alluvions ont été entièrement reprises par la crue de la mi-juin 1957, et que nous n'avions pas étudié le torrent avant la catastrophe, il ne nous a pas été possible de mener cette analyse aussi loin que nous l'aurions voulu. Nous avons dû nous contenter de l'examen systématique des photographies aériennes, de quelques observations faites au cours de deux tournées rapides et de l'étude détaillée d'un petit lambeau alluvial conservé sous un éboulis dans un recoin de la gorge terminale du torrent. Cela suffit, cependant, pour nous donner une vue d'ensemble.

Le Guil était, avant la crue, un gros torrent relativement sage, au débit pas trop irrégulier. Seuls, certains de ses affluents avaient, lors de violentes précipitations ou de brusques fontes des neiges sous l'effet de redoux hivernaux, des crises d'activité qui les amenaient à engraver partiellement leurs cônes de déjections. Le phénomène était assez rare pour que les villages se soient systématiquement établis à leur surface, malgré des dommages se reproduisant, dans les cas les plus critiques, tous les 2 ou 3 siècles. Le Guil avait fait, en 1948, une grosse crue, dont le débit a dû approcher les 450 m³ à Pont la Pierre contre un débit annuel moyen de 9,8 m³/sec. Ses effets géomorphologiques ont été assez importants. Ils ont consisté essentiellement en une arrivée importante de débris sur les cônes des affluents du haut bassin, plus touchés par les averses, en un épandage de galets sous la forme de bancs atteignant une largeur totale de 100 à 200 m dans les environs d'Abrixès, en quelques divagations avec

andon d'alluvions immédiatement en amont de Château-Queyras où un verrou
s étroit forme goulot. Au total, les charriages de matériaux grossiers n'ont pas
passé quelques milliers de m³.

La crue de 1948 peut être rapprochée des calamités dont les archives nous
riment la relation tous les 200 ou 300 ans. Il s'agirait donc d'une crue de fréquence
séculaire. Entre les crues de ce genre, l'activité morphogénétique du Guil était
beaucoup plus réduite. Son lit mineur était étroit, large de 10 à 30 m seulement dans
secteurs alluviaux. Les berges en étaient garnies de végétation et stables. Le fond
vallée n'était qu'exceptionnellement inondé lors des crues et portait des prairies et
cultures jusqu'au bord du torrent. Les bancs de galets étaient très rares et n'apparais-
saient qu'en certains secteurs étroitement circonscrits. La plupart d'entre eux ne
déplaçaient que lors des crues exceptionnelles, comme celle de 1948. Entre-temps,
étaient fixés et, près d'Abriès, s'étaient couverts de bois de mélèzes. Il y avait donc
un double discontinuité dans le temps et dans l'espace du charriage massif d'alluvions
grossières, avec transport seulement lors des crues exceptionnelles et stockage sous la
forme de bancs dans deux secteurs principaux : à Abriès, dans un fond de vallée plat
à pente relativement faible où les crues s'épandaient ; à Château-Queyras, dans un
fond de bassin glaciaire en pente faible également, fermé à l'aval par un verrou.

Entre ces crues, le Guil effectuait cependant un charriage de galets. Il ne devait
s'effectuer que lors des plus hautes eaux annuelles et n'était pas volumineux. Nulle-
part, il ne nourrissait de bancs de galets vifs et ne donnait naissance à des plaines
d'accumulation. Partout, le transport s'effectuait dans le lit mineur. Il n'y avait
qu'au fondage que sur le cône de déjections terminal. On peut grossièrement évaluer le
volume moyen annuel des charriages dans la grande gorge, à Montgaucvie. En effet,
à ce point, un éboulement s'est produit en 1948 et a barré le lit, occasionnant la
formation d'un petit lac qui s'est comblé peu à peu et n'a été colmaté qu'au début
de la crue de la mi-juin 1957. Tous les sables et galets étaient retenus par lui. Leur
accumulation moyenne annuelle pendant la période 1948-1957 est d'environ un mil-
lier de m³.

Ce charriage modéré s'effectuait uniquement dans le lit mineur et provenait
du remaniement des galets abandonnés par la crue de 1948. Les versants ne fournissent
pas de débris grossiers frais, les affluents en apportant fort peu et les abandon-
nant sur leurs cônes, sauf lors des crues exceptionnelles comme celle de 1948 lors
desquelles ils atteignaient en partie le Guil. La très forte proportion de matériel
générique de la haute vallée, celle qui avait été justement affectée par la crue de 1948,
l'atteste. La charge solide grossière se composait surtout de sable et de granules,
qui forment à peu près 75 % du lambeau conservé à Montgaucvie, et de petits galets.
moins de 10 cm. Ces galets étaient déplacés par saltation et forment des lits au
niveau du sable. Ils s'usaient très bien du fait de la lenteur de leur cheminement et
du frottement des matériaux plus fins. Une forte concentration des quartz nous
montre que, du fait de la lenteur du transit, beaucoup de galets de schistes étaient
altérés par l'altération ou par la météorisation lors des basses eaux.

Le régime morphogénétique du Guil comportait donc, lors de crues exception-
nelles, l'arrivée de débris grossiers médiocrement abondants apportés par les torrents
versants en pente raide et abandonnés sur leurs cônes pour environ moitié. Le
reste, repris par le torrent principal, était abandonné sous la forme de bancs de galets
localisés. Entre les crues de ce type, lors des hautes eaux annuelles, le lit se réaménageait
lentement, par entaille dans les accumulations des crues exceptionnelles.
Le faible transport par saltation se produisait alors. Il portait uniquement sur des
petits galets. De la sorte, le lit se stabilisait rapidement par concentration des gros
sables et galets en un pavage hydraulique, formé de tous les éléments dépassant la compé-
tence. Il en était de même du lit mineur des affluents, même à la surface de leurs cônes,
où les divagations y étaient rares. Dans le Guil, à peu près partout, le fond du lit

était couvert de gros galets et de blocs parfaitement stables, ce qui bloquait tout enfoncement. Simultanément, la végétation des berges, sauf dans les secteurs engravés par les crues exceptionnelles, empêchait pratiquement le sapement, qui était très rare. Un régime de stabilité s'était ainsi établi et ne subissait de retouches que lors des très grandes crues, qui fournissaient le matériel susceptible de migrer ensuite lentement, par bonds successifs se produisant quelques jours par an, sous l'effet de la saltation. Il régnait depuis le Tardiglaciaire.

3. LES EFFETS DE LA CRUE

Cette dynamique s'est complètement modifiée lors de la crue de la mi-juin 1957. Des phénomènes entièrement nouveaux, se sont alors produits. Leur caractère exceptionnel les a rendus particulièrement nocifs, d'où l'énormité des dégâts causés (10 milliards de francs anciens). Un réaménagement géomorphologique complet du fond de vallée s'est effectué en moins de 48 heures.

L'origine en est dans une série d'effets de résonnance qui ont accru l'écart de proportionnalité entre les causes et les conséquences. En effet, la crue de juin 1957 a été déclenchée par une situation météorologique telle qu'il s'en produit couramment : passage d'une dépression venue du Golfe de Gascogne sur les Alpes avec aires anticyclonales sur la Méditerranée et sur la Baltique. L'occlusion de la dépression sur la ligne de partage des eaux alpine a provoqué l'addition des effets d'une ascendance normale et d'une ascendance forcée de caractère orographique, nourrie par de l'air humide et chaud provenant de la Méditerranée, principalement par la Plaine du Pô. Les pluies ont été très fortes tout le long de la frontière et ont atteint 202,4 mm le 13 juin à Abriès, station record. Mais des totaux presque aussi élevés avaient déjà été recueillis en 1948. C'est surtout la hausse rapide de la température, déclenchant de fortes chutes de neige puis la fusion au cours même de la crue, qui ont joué un grand rôle. En effet, il y a eu, entre 2300 et 2800 m d'altitude, de très nombreuses avalanches qui ont sillonné les versants. Ce sont elles, beaucoup plus que les débits de pointe très élevés, atteignant probablement 1000 m³/sec pour l'ensemble du bassin, qui ont été à l'origine de la catastrophe géomorphologique. En effet, elles ont dévalé directement des crêtes dans les torrents affluents, fauchant des arbres sur leur passage, car il s'agissait d'avalanches très lourdes, formées de neige fondante et de boue. Des engorgements se sont ainsi produits voire même des embâcles de troncs et de blocs, qui ont fait barrage, puis ont cédé sous la force d'un courant nourri par de très intenses précipitations. Des ruptures d'embâcles ont ainsi eu lieu, à de très nombreuses reprises, sur les torrents affluents. Il en est résulté des coups de bélier violents, qui ont occasionné un véritable ramonnage du lit. De gros blocs qui formaient les pavages, ont été arrachés et roulés lors des débâcles, pêle-mêle avec les troncs qui ont été écorcés et martelés, transformés superficiellement en charpie. Troncs et blocs ont formé de nouvelles embâcles au premier obstacle : gros blocs encombrant le lit, rétrécissement du chenal, avalanche. Plus importantes, ces embâcles secondaires n'ont cédé que sous l'effet d'une pression accrue de l'eau et ont donné naissance à des débâcles plus violentes, à des coups de bélier plus puissants. Par réaction en chaîne, le déséquilibre géomorphologique est devenu croissant au cours d'une crise d'une rare intensité. Partout où ils entaillaient des formations meubles (moraines, schistes altérés), les torrents affluents ont incisé violemment leur lit, détruisant des pavages qui dataient le plus souvent du tardiglaciaire. Sur l'Aigue Blanche, à Ville Vieille, à la tête du cône terminal, nous avons repéré des blocs de roches vertes de 2 m de long et de 10 à 15 tonnes, qui avaient été arrachés à la gorge de raccordement en amont, où ils avaient été abandonnés sous la forme de moraines. Depuis lors, ils étaient stabilisés.

Ayant détruit les pavages qui bloquaient leur entaille, les torrents ont enfoncé leur lit dans les formations meubles, en arrachant de grands cubages de matériaux. Simultanément, les coups de bélier ont emporté les arbres des berges et du pied des versants, qui sont venus fournir du matériel pour les embâcles. Un déséquilibre a été ainsi provoqué, qui a entraîné des glissements, des affaissements par paquets, une remise en marche de certains éboulis. De très grandes quantités de débris ont donc été rapidement fournies à des torrents suffisamment violents pour les évacuer. Elles ont atteint les cônes de déjections, et, pour une bonne part, le Guil. Des cônes de déjections immenses, fixés, qui avaient été édifiés dans des conditions périglaciaires, sans couverture végétale, lors de la récurrence de froid de la Nouvelle Toundra (5), ont été alors remis en activité, labourés par des chenaux qui ont remis en mouvement une partie du matériel qui les formait, recouverts sur toute leur surface par des apports frais ou des produits de remaniement. Les volumes abandonnés sur les cônes sont énormes. Pour certains petits affluents de la haute vallée, plus affectée par les averses, on peut les évaluer à 50.000 m³, voire à 100.000 m³.

Les affluents ont été affectés par la crue avant le Guil tout au long de son cours car celui-ci s'établit à peu près parallèlement aux crêtes qui ont été les plus arrosées. De la sorte, l'écoulement du Guil, lors de la crue, a été entravé par le barrage constitué par les apports massifs des torrents de sa rive gauche. Le Cristillan, qui conflue dans la gorge, a littéralement barré le Guil et a accumulé environ 10 m d'alluvions qui ont été ensuite emportées par le Guil. L'Aigue Blanche a fait de même, mais le confluent se trouvant dans un secteur plus large, elle a coincé littéralement le Guil contre le pied du versant qui a été violemment sapé.

Les pulsations de débit des affluents, les apports massifs de débris, l'arrivée de grandes quantités de troncs flottants ont donné à l'écoulement du Guil des caractères totalement différents de ceux qu'il revêtait normalement, même lors des grandes crues. Le lit mineur était bien incapable de canaliser un tel débit liquide et solide. Les arbres qui le bordaient ont été arrachés, de même que ceux qui avaient poussé sur les bancs d'alluvions de 1948. Tout le fond de vallée a été labouré. Les pieds de versants ont été sapés. Il en est résulté une énorme masse de débris qui s'est ajoutée aux apports des affluents dont l'évacuation vers l'aval a modifié les conditions mêmes de l'écoulement. De plus, les troncs flottants sont venus se coincer dans les ponts, qui, presque tous, étaient en voûte, donc particulièrement propres à accrocher les crops flottants lorsque l'eau a eu monté suffisamment. Des embâcles se sont ainsi formées et le pont, faisant barrage, a fini par être emporté, ce qui a déclenché d'énormes chasses d'eau. Dans la gorge, les deux Ponts de la Mort situés à 300 m l'un de l'autre, ont cédé ainsi l'un après l'autre, provoquant un énorme coup de bélier qui a nettoyé le lit en aval, forçant le barrage constitué par l'éboulement de Montgaubie et le balayant. A Château-Queyras, par contre, le vieux pont situé à l'entrée de la gorge du verrou a résisté. L'eau a déversé par dessus lui et toute la plaine située en arrière s'est engravée, sur 2 km de long et 400 à 500 m de large. Le volume des matériaux qui y ont été accumulés dépasse le million de mètres cubes.

Les embâcles n'ont pas été causées uniquement par les ponts. On en trouve aussi à l'entrée des gorges, là où le rétrécissement brutal du fond de vallée a provoqué un enchevêtrement des troncs et des souches. A l'amont d'Aiguilles, à la Fusine, les barrages se sont ainsi constitués, atteignant 5 à 6 m de haut. Ils ont tous cédé, comme les ponts, au cours même de la crue, déclenchant de terribles coups de bélier en aval. Enfin, le barrage du Guil par les apports des affluents a joué dans le même sens. Lors de la première phase de la crue, lorsque les affluents ont connu leur maximum d'activité, l'écoulement de ses eaux s'en est trouvé entravé. Ensuite, mis en charge

(5) J. TRICART (1959) : Observations sur le Tardiglaciaire et le Postglaciaire du Queyras (Hautes-Alpes). C.R. Sommaire Soc. Géol. de Fr., p. 132-3.

et grossissant à son tour, il a balayé les apports des affluents et les a incorporés à sa propre charge alluviale, qui en a été accrue d'autant.

Les effets de ce mode d'écoulement très particulier ont été différents dans les gorges et dans les bassins.

Dans les bassins, la capacité de transport du Guil a brusquement déchu du fait de l'étalement de la crue sur une largeur de plusieurs centaines de mètres. Le courant arrivait en force de la gorge, qui provoquait un effet d'ajutage. En général, une partie importante des matériaux charriés a été abandonnée dans le prolongement de la gorge, plus ou moins dans l'axe du bassin, qu'elle a exhaussé. Les eaux qui arrivaient sur ce dos de terrain, freinées par leur étalement, tendaient à y abandonner de plus en plus les matériaux qu'elles transportaient, de sorte que ces accumulations se sont accentuées au point de rejeter ensuite le flot contre le pied des versants voisins. Ce flot, débarrassé de sa charge la plus grossière, les a sapés et leur a arraché de grandes masses de débris. Des plaies vives de 10 à 30 m de haut ont été ouvertes ainsi par endroits. Une véritable substitution de charge a eu lieu de la sorte, le matériel venant de l'amont étant abandonné à la sortie de la gorge et remplacé, en grande partie, par les produits de sapements locaux. Aux confluences, il en a été généralement de même : le matériel du torrent affluent a engravé le cône et rejeté le Guil contre le versant opposé qui a été sapé. Ce n'est que lorsque le cône a véritablement barré la vallée que le Guil l'a emporté ensuite. Mais, dans ce cas, la plupart des débris ont été abandonnés à peu de distance en aval, sous la forme d'une accumulation axiale dans la vallée, qui a rejeté le courant contre le pied des versants qui ont été sapés. Il y a eu aussi substitution de charge. Tel est notamment le cas à Château-Queyras, où le matériel du cône de l'Aigue Blanche a été redeposé sur 1 km environ et remplacé par des produits de sapement.

Dans les gorges, l'écoulement a été très violent, surtout lors des débâcles. Le pied des versants a été violemment sapé et la roche nettoyée des formations de pente anciennes, des placages de moraines, des produits d'altération qui la recouvraient qui ont été incorporés aux alluvions. Lorsque plusieurs embâcles ont cédé à la suite les uns des autres, les effets ont été inouïs. Tel fut le cas aux environs de la Maison du Roi. Les deux Ponts de la Mort ont été emportés l'un après l'autre, puis le barrage formé par les alluvions du Cristillan a été balayé. Les eaux ont eu alors une force telle que l'éboulement de Montgauvie a été lui-même nettoyé. Il avait cependant tenu depuis le début de la crue et la retenue qu'il occasionnait avait alors fini de se combler. Il se composait de blocs de roches volcaniques andésitiques du Verrucano atteignant communément un poids de 20 à 40 t et une dimension de 3 à 5 m. La majeure partie d'entre-elles ont été emportées et roulées sur des distances de 100 à 500 m, dans une gorge étroite, aux parois subverticales. Il ne reste plus du barrage qu'un rapide. Lorsque les embâcles ont ainsi cédé, les matériaux qui s'étaient accumulés derrière elles ont été rapidement incisés et presque complètement repris. De petits lambeaux, collés contre le pied des versants, subsistent cependant parfois sous la forme de terrasses de crue.

Le volume des matériaux mis en marche pendant la crue est énorme. Il n'est pas possible de le déterminer avec précision, tout au plus peut-on tenter de fixer un ordre de grandeur. Celui-ci est de plusieurs dizaines de millions de mètres cubes, contre une moyenne d'un millier de mètres cubes par an avant la catastrophe.

Le lit du Guil a été complètement modifié. Il s'est incorporé tout le fond de vallée, occupant l'emplacement de cultures, de maisons, de routes. Il s'agit maintenant de le stabiliser à nouveau, ce qui exige la connaissance de la dynamique géomorphologique. En effet, tout le bassin est maintenant en déséquilibre. Les plaies ouvertes par l'érosion sont nombreuses sur les versants, les immenses bancs d'alluvions prompts au remaniement abondent, les sapements croulants sont presque partout prêts à fournir des quantités accrues de débris. Il faut, par une action réfléchie, inspi-

crée de la géomorphologie, recréer peu à peu un état d'équilibre qui diminue la charge alluviale, permette le rétablissement de la sécurité des habitants, des voies de communication, des cultures, stabilise l'évolution.

En conclusion, l'étude de la crue du Guil nous permet de dégager quelques idées d'une portée générale :

- la très grande importance de la végétation dans la dynamique des cours d'eau. L'énormité des blocs charriés par le Guil en juin 1957, la masse incroyable d'alluvions qui ont été remuées résultent du jeu des embâcles de troncs d'arbres.

- la discontinuité du transport alluvial grossier, même lors de crues exceptionnelles. Les galets sont soumis à une migration par bonds, soit individuelle, par salcation, soit en vrac, par paquets. Ils ne parcourent à chaque fois que de petites distances et s'arrêtent en attendant d'être repris par la suite. Une bonne partie des alluvions de la crue de juin 1957 (un tiers des galets de 4-6 cm environ) provient de la remise en marche des alluvions de fond de vallée antérieures à la crue, dont certaines dataient de 1948, d'autres étant peut-être encore arrêtées depuis plus longtemps. Pendant des années et des années, le Guil va maintenant travailler les accumulations de juin 1957, reprenant petit à petit les galets pas trop gros et les évacuant lentement vers l'aval. Nos rivières actuelles, même en montagne, vivent en grande partie sur un stock de galets fort ancien, remontant à la dernière période froide, à plus de 10.000 ans.

- la très grande différence dans l'ampleur du transport, lors de la crue, suivant la dimension des particules. Les troubles ont pu être évacués d'un seul coup jusqu'à Avignon. Les sables ont franchi tout le Queyras et se sont accumulés au confluent dans la Durance et le long de celle-ci jusque vers Serre-Ponçon. Les galets ont parcouru en moyenne, suivant leur taille 2 à 5 km. Les blocs ont été roulés sur 100 ou 200 m. Il faudra attendre longtemps pour qu'ils reprennent leur cheminement tandis que les troubles sont remis en marche par la première crue et les sables et petits galets par les hautes eaux annuelles.

La notion d'échelle prend ainsi une importance déterminante, aussi bien dans le temps que dans l'espace. Elle seule permet de saisir certains phénomènes. C'est pourquoi l'étude sur modèles réduits ne peut remplacer celle de la Nature. Plus commode pour l'analyse de certains processus isolés, elle ne peut permettre le traitement synthétique des mécanismes complexes. Il faut donc la compléter par d'autres méthodes. C'est ce que nous avons tenté de faire depuis la fondation de notre laboratoire. Nous souhaitons attirer l'attention sur elles car elles ont subi avec succès l'épreuve de l'application pratique. Nous pensons donc qu'elles peuvent prendre place à côté de celles qu'ont mis au point les ingénieurs et nous espérons qu'elles nous permettront de les aider à réaliser quelques unes des si nombreuses tâches que requiert une meilleure utilisation de la Nature pour donner à l'Homme de meilleures conditions d'existence et une plus grande sécurité.

SEVERAL METHODS OF QUANTITATIVE REGISTER OF SOIL LOSSES DUE TO WATER- AND WIND-EROSION

(according to works done in Bashkirian ASSR).

M.M. THUROVSEV (USSR)

SUMMARY

1. In Bashkiria the water- and wind- erosion of soil has acquired a wide extension on cultivated soils. This process is promoted not only by human agricultural activity, but also by the peculiarity of local climate, relief and the characteristics of the soil. The winter weather usually leads to accumulation of large masses of snow. In the beginning of the plant vegetation period the weather usually, is on the contrary, hot and dry.

The relief may be characterized as having over 75 % of plowed areas on slopes. The heavy mechanical composition of soils allows only very weak water penetrability.

2. Quantitatively the soil washed and blown out was calculated by several methods. Several of them are here committed to consideration.

3. The quantitative registry on areas laid on different agricultural background showed wide amount variations in the washed-out masses of soil from 13 tons on ploughland ploughed across the slopes, up to 40 tons on fields ploughed along them.

The registrations were done on hectare-areas by sketching the erosion-gullies in comparable conditions.

The wash-off of soil as well as wash-on of it, leads to lowerage of crops. On a wheat-field where the soil had not been washed-off and where an average crop is 16,5 centner per hectare, the washing-off of 20 cm layer of soil lowers the crop per 4 centn/ha down, while the washing-on of a 4-6 cm layer of soil lowers it per 2,8 centn/ha. down. As a result such a field takes a mixed character of crop level, and in average the crop does not rise above 10 centner per ha.

The calculation was made by checking points with different extent of erosion during the springflow of the melted snow and afterwards checking the crop on water-areas on the same field.

5. The blow-off of soil does not only fully or partly destroy the crops, but leads as well to serious changes in the mechanical composition of soils, causing a redistribution of their fractions by increases in the content of physical sand. Investigation was carried on by comparing the mechanical composition of a sample of carbonate chernozem, taken in winter with another taken in summer after a period of dust-storms, pre-sowing tillage and the sowing. The investigation showed a diminution of the clay-fraction by 5,49 % which equals a loss of 82,3 tn of soil per ha.

APPLICATION OF ARTIFICIAL SPRINKLING IN THE STUDY OF SOIL PERMEABILITY, RUN-OFF AND ABLATION

G.P. SURMACH

Soil permeability is a property, which determines the extent to which it can absorb melt and rain waters and create a certain reserve of soil moisture. For erosion specialists the study of soil permeability is of foremost importance, because it determines the coefficient of run-off and consequently the intensity of erosional processes. The study of permeability is done either by a method of complete flooding of the soil surface or by supplying water in the form of a rain.

Methods, based on flooding a certain area, do not permit to reproduce natural conditions fully. In an overall flooding maximum values for the permeability of given soil are obtained. That is why we call a permeability established by methods of overall flooding a *maximum permeability*, as differing from the actual permeability which can be observed in natural conditions during rains. During an artificial sprinkling, when the flooding does not cover the entire surface of the soil, its permeability appears to be much lower and it changes quite considerably, depending upon the maximum permeability, soil humidity, nanorelief, presence of vegetation or litter, as well as upon the intensity of the rain and size of the drops. This makes it obvious that soil permeability should be studied either during natural or artificial rains. The same refers to run-off and ablation studies. The method of overall flooding should not be completely given up, but it should be of a subsidiary character.

Let us take a series of rains of the same intensity of 1 mm/min, but differing by the size of drops. Let us count up for each case the number of drops falling on 1 sq decimeter of surface per second and their kinetic energy (*). (Table 1).

TABLE 1

The number of falling drops and their kinetic energy depending upon their size

Diameter of drops, mm	Number of drops falling on 1 sq dm/sec	Weight of one drop in gr	Rate of falling cm/sec	Kinetic energy of drops in erg
0.5	2560	0.0000654	200	1.3
1	318	0.000524	400	42.0
1.5	94	0.001768	560	277.2
2	40	0.00419	600	754.2
3	12	0.01413	700	3461.8
4	5	0.03349	700	8205.1
5	2.5	0.06542	700	16027.9

(*) The rates of the fall of drops are given according to Humphreys (Obolensky, 11). The computation of the number of drops, falling on a unit of area during a unit

Let us first see what influence is exerted by drops of varying size upon permeability and run-off. The surface of the arable land possesses a nanorelief expressed in varying degrees. In order to become absorbed at the place of its fall a large drop, which fell on an elevation of the nanorelief, must delay there for a certain time. However, from the wetted slopes of unevennesses in the land the drops quickly come down into the depressions and form pools, which serve as a beginning of the elementary run-off. Under the pools absorption proceeds quicker, than on the unflooded area.

When the rain falls in small drops, the water falls on the ground continuously and evenly; this secures a sufficient delivery of water to all the pores in the nanorelief elements. Consequently, the smaller the rain drops, the more water is filtering into the soil and the less is running off. On the other hand, a developed nanorelief increases the area of small pools, which cover the surface and thus guarantees a high average rate of infiltration of the water into the soil. When small drops are falling the surface of the soil does not change throughout the entire duration of the rain. Large drop ruin the structural separates of the soil and determine a levelling out and filling of the nanorelief, decreasing its capacity. This way, the size of the drops is of a great effect upon the rate with which water filters in into the soil and upon the run-off. During artificial rains these processes are also affected by the height from which the drops are falling.

The intensity of the wash-off is determined by a direct effect of the drops on the surface of the soil, facilitating a tearing off of soil aggregates and their disintegration on one hand, and by the mass of the run-off, on the other hand. With an increase of the mass, the rate and carrying capacity of the run-off is increasing. For this reason the intensity of ablation on arable land is much higher if the drops are large, than during a rain of small drops, through their intensity might have been the same.

It follows, that one should strive to reproduce rains of a structure, which would approach the natural. During intense rains the main mass of water falls as drops with a diameter of about 3 mm. According to American data drops of 3-4 mm size develop a maximum final velocity of 8.06-7.83 m/sec when falling from a height of 7.2-7.8 m.

During natural rains and showers the run-off has been studied on extensive catchment areas and run-off plots of varying size, as well as on monoliths by A.D. Dubach, A.S. Kozmenko and M.D. Ivanovsky; run-off plots have been used by S.I. Nebolsin, S.L. Scheklein, N.I. Roschin, N.M. Anilov, G.P. Surmach, etc. The size of the plots used by different authors varied from 40-50 to 2300 sq.m. The method of run-off plots has been widely used and received, a general recognition. It permits to differentiate the run-off by the types of land which is extremely important for practical purposes.

The method of monoliths has also received acceptance and has been used both abroad (Wollny; Lowdermilk; Duley) and in the USSR (Gussak; Manilov). It permits to establish quickly the steepness of the slope influence upon the run-off and ablation, as well as to determine the significance of the regime of precipitation, etc.

The principle of obtaining rain by different sprinklers amounts to:

1) In jet sprinklers the jets of water are ejected under pressure from thin orifices upwards in the shape of fountains (Pospelov), or downwards with a dispersion upon a turn or α fitting (Zakharov, Shaposhnikov, Kobezsky).

of time, has been done according to the formula: $n = IS/60 V$; where n —is the number of drops; I —intensity of the rain; S —area; V —volume of drops. Computations of the kinetic energy of the drops are done according to the well known formula $mv^2/2$ where m — is the drop mass; v —velocity of the fall at the surface of the ground.

2) In nozzle sprinklers the rain is formed by throwing upwards drops of water in a fan from the nozzle. They fall then, covering a definite area (Surmach, Sukharev).

3) The third group includes sprinklers in which the rain is created in two stages: large drops fall from a height of about 1.5 m on a wire gauze sieve, where working drizzling drops are formed (Fedorov, Kol., Tzykin).

4) In sieve sprinklers the water is supplied to the sieve and flows out of its meshes in jets or drops (Serik); in some types the drop is formed by straps of cloth drawn through the openings of the sieve (Ellison).

The size of experimental plots varied with different researchers who studied permeability during natural rains, from 0.4 sq.m (monoliths) up to entire catchment areas of several hundreds of hectares; in sprinkling elementary plots, their area varied from 0.25 to 8 sq.m and even to 54 sq.m and the character of precipitation changed from drizzling rains to rains with a large size of drops at a height of fall from 0.5 m to several meters. Despite a considerable variety of methods, the researchers have obtained valuable data, characterizing the permeability of various soils, the shower run-off and, in some cases, also the ablation. As a result of the experiments it has been established that:

1) With an increase in the intensity of the rain and in the size of the drops there is a greater destruction of the structure in the surface layer of the soil, which results in the formation of a crust, facilitating an increased run-off.

2) Actual soil permeability is a variable value, which depends upon a number of factors, including: a) the size of drops; b) the intensity and length of the rain; c) the extent to which the nanorelief is pronounced, the presence on the surface of a dead vegetation cover, rubble, etc.

3) Data have been obtained, characterizing the infiltration capacity and filtration coefficient in different soils, as well as on the extent of run-off and ablation both on field plots and on test stretches.

4) An explanation is given of the run-off reduction, i.e. its shrinkage owing to a greater length of the plot.

It should be admitted that the method of artificial rains is not sufficiently used in research work. It is desirable to apply it not only for purposes of research, but also for the appraisal of antierosional measures.

In 1953 we have prepared sprinkler, characterized by the following technical data: area of sprinkling — 0.6 sq.m (1×0.6), size of drops — 2.5-3.5 mm, height of fall — 1.5 m. The final velocity of the fall of drops—about 540 cm/sec, and their kinetic energy—from 1200 to 3350 erg. Still the height of the drops is not sufficient to develop a final velocity and kinetic energy, recorded during natural rains, however it approaches it more than in other sprinklers. The main working part of the device is a sieve 1×0.5 m with turned up frame (fig. 1) and openings drilled at a distance of 4 cm from each other. The diameter of the openings is 2.8 mm. Each opening is equipped with a metal drop generator 2.5 mm big. A change in the intensity of the rain is achieved by changing the level of water, supplied on the sieve by its flow from a container installed at a height of 2 m and regulated by a tap at the end of the hose. To extend the range of intensities it is desirable to have one more sieve with a wider spacing of the openings. Before the beginning of the artificial rain the plot is fenced by incising iron «knives» into the soil to a depth of 7-8 cm and hanging a tent on a metal carcass to protect the plot from winds.

This installations has been used by us in 1953 in studying permeability, run-off and ablation on ordinary chernozems in Kuibyshev region. Some data obtained as result of artificial sprinkling are given in table 2.

TABLE 2

Permeability, run-off and ablation during artificial rains on ordinary chernozems of Kuibyshev region

Soil and degree of its ablation	Type of land and condition of the surface	Order of sprinkling	Steepness of slope	Length of rain min.	Rain intensity mm/min.	Total of precipitates mm	Mean permeability mm/min.	Depth of absorbed water before beginning of the runoff cm	Run-off		Ablation
									Summary runoff mm	Runoff coefficient	
Ordinary chernozem, unablated	Alfalfa stubble of 2nd year	First sprinkl.	2°17'	32	2.5	80	1.72	10	25	0.31	10.4
	ditto	ditto	2 17	24	3.1	74	1.88	11.6	29	0.39	33.5
Ordinary chernozem, slightly ablated	Bare fallow, harrowing across slope	ditto	2 35	33	2.37	78	1.67	19	23.3	0.30	15.8
	ditto, harrowing along slope	ditto	3 09	34	2.35	80	1.53	8	27.2	0.34	24.9
Ordinary chernozem with some admixture of solonetz, medium ablation	Sun-flower, cultivation across slope, expressed jointing	ditto	3 09	17	3.4	58	2.25	13.6	20	0.34	49.4
		Second sprinkl.	3 09	14.5	3.0	14	0.97	0.25	30	0.68	
Ordinary chernozem	Virgin land, pastures, sod	First sprinkl.	8 30	45	1.77	82	1.59	6	10	0.12	1.2



Fig. 1

The information summarized in the table shows, that soil permeability and the run-off depend upon the intensity of the rain; when the intensity is lower, they decrease, with a higher intensity — they rise with a simultaneous increase of the run-off coefficient. Harrowing of the fallow across the slope increases the permeability and diminishes the run-off, especially during the first period of artificial rain. Later, when the descending water forms a channel, the intensities of permeability and run-off on the surface harrowed across the slope approach the corresponding values of the land harrowed along the slope. Comparison of permeability and run-off values on lands of different kind shows, that on an alfalfa field and a bare fallow they have been approximately the same during showers of the same intensity. On virgin stretches permeability proved to be higher and the run-off lower, than on alfalfa and the fallow. Soil ablation even on small plots during intense showers attains considerable sizes. On a virgin land, poorly broken up by pastures, the ablation is dozens and hundreds of times lower than on arable land.

Data in literature and our own data persuade us, that on small plots the same laws can be established and the same values of permeability and run-off can be obtained as on large areas. As already indicated, on small plots somewhat lower values of permeability and slightly exaggerated figures for run-off are obtained, compared to large fields, however they can be corrected by introducing special correction ratios. However, there is no danger in obtaining lower values of permeability, because, as a rule, they become exaggerated owing to the application of rain with a smaller drop than during natural rains. For this reason, we think it advisable to recommend small experimental plots (from 0.25 to 2 sq.m) even though larger sizes would be preferred.

As demonstrated above, when water is supplied as rain, the character of absorption substantially differs from imbibition under conditions of flooding.

That is why A. N. Kostiakov's equation for the absorption ratio needs a certain specification: $K_t = \frac{K_0}{t^a}$ where K_t is this coefficient of absorption at a certain moment t ;

K_0 is the initial value of the coefficient; t —is the time from the beginning of the experiment and a —an indicator of the degree, which depends upon the character of the soil and is determined by a curve on the basis of experiments. The process of absorption during artificial rains (as well as during natural rains) is characterized by a

curve, corresponding to the expression: $K_t = \frac{I\gamma}{t^a d^n}$ where I is the intensity of the rain,

γ —coefficient, depending upon the degree to which the nanorelief is pronounced and the density of the vegetative cover, determined empirically; d —average diameter of the drops; n —index of the degree, varying approximately from 1/2 to 1/4. It is obvious, that during the initial period, when a complete absorption of the precipitates

takes place, $\frac{\gamma}{t^0 d^n} = 1$, $aK_t = I$. Coefficients γ , a and n can be determined each

separately only as result of experimenting under different conditions of nanorelief with a different regime of precipitation and a changing structure of the rains. For

this reason the suggested equation can be given in a simplified version: $K_t = \frac{I}{t^m}$

where the degree index m depends upon the character of the soil (as a in Kostiakov's equation), pronouncedness of the nanorelief, density of vegetation cover and size of rain drops.

In studying ablation by the method of artificial sprinkling, it is even more important to supply the precipitates in big drops, than when studying infiltration processes. In our experiments the intensity of ablation during natural showers and all other conditions being the same, proved to be 3-4 times higher, than during artificial sprinkling in drops with a diameter of 1-1.5 mm, which fell from a height of 1.3-1.5 m. When the size of the drops during artificial sprinkling corresponds to the drops of a drizzling rain, a study of ablation becomes impractical.

In natural conditions with an increase in the length of slope and, consequently, a greater depth of the run-off, the intensity of ablation also increases. For this reason it is necessary to attach measurements of the ablation to definite elements of the slope and to characterize exactly the conditions under which these measurements have been taken. Average data along the slope as a whole masks the ablation by elements of the slope. Thus, the way of the determination of ablation on different parts of the slope by the application of artificial rains on experimental plots is quite legitimate and can be of great interest. The establishment of such problems as the influence on the ablation of the steepness of the slope, precipitation regime, character of soil tilling and degree to which it is covered by vegetation is easiest by this method. It should be remembered, however, that on experimental plots the effect of a shower is reproduced on a smaller scale and lesser velocity of the descending water. As the variations of elementary plots by length within a few meters are concerned, this hardly matters substantially in affecting the extent of ablation.

REFERENCES

- (1) GOUSSAK V.B. Opit eksperimentalnogo izoucheniya poverkhonosnikh eroziy pochvy na krasnozomakh vlazhnikh soubtopikov SSR Grouzii (Experience of experimental research of surface soil erosions on red soils of humid sub-tropics in the Georgian SSR). *Pochvovedeniye*, no. 1, 1935.
- (2) DOUBAKH A.D. Stok i isparaniye s malogo lesobolotnogo vodosbora (Outflow and evaporation from small forest-marsh water collector), *Meteorologiya i Gidrologiya*, no. 7, 1938.
- (3) ZAKHAROV S.A. Izoucheniye vodopronitsayemosti pochv v pole pri pomoschi dozhdevaniya. (The study of permeability of soils in the field by means of artificial rainfall). *Fizika pochv SSSR*, Selkhozgiz, M 1936.
- (4) KACHINSKIY N.A. Vliyaniye formi i velichiny zalivayemikh ploschadok na vodopronitsayemost pochvy (Influence of the form and size of flooded areas on water permeability of soil). *Pochvovenedniye*. M 1, 1936.
- (5) KOBEZSKIY M.D. Razrabotka meropriyatiy po borbe s eroziyei (Elaboration of methods against erosion). Ukrainian Institute of Agroforestmelioration and Forestry. Scientific report for 1939. Kharkov, 1940.
- (6) KOZMENKO A.S. and IVANOVSKIY A.D. Rezhim poverkhnostnogo stoka v tsentralnoy lesostepi (The regime of surface drainage in the central forest-steppe region). *Gidrotekhnika i Melioratsiya*. No. 1, 1953.
- (7) KOL S.A. Poleviye eksperimentalniye issledovaniya poter dozhdy na infiltratsiyu metodom iskousstvennogo dozhdevaniya v Salskoy step. (Field experimental researches of rain water losses on infiltration by the method of artificial rainfall in the Salsk steppe). GGI Papers, issue 24 (78), L., 1950.
- (8) KOSTYAKOV A.N. O dinamike koeffitsienta prosachivaniya vody v pochvo-gruntuy i neobkhodimost dinamicheskogo podkhoda k yego izoucheniyev meliorativnikh tselyakh (On the dynamics of the water filtering coefficient into soils and the necessity of dynamic approach to its study with meliorative purposes). *Pochvovedeniye* no. 3, 1932.
- (9) MANILOV N. Priroda erozionnikh yavleniy v Donskom rayone Stalinogradskoy oblasti (The nature of erosion phenomena in the Don area of the Stalingrad region) *Pochvovedeniye*, no. 8, 1939.
- (10) NEBOLISIN S.I. and NADEYEV P.P. Elementarniy poverkhnostniy stok (Elementary surface drainage). *Gidrometizdat*, L. M., 1937.
- (11) OBOLENSKIY V.N. Meteorologia, M, 1927
- (12) POSPELOV A.M. Strouktoura dozhdy pri iskousstvennom dozhdevanii s/kh koultour (The structure of rain during artificial rainfall on agricultural crops). From the book «Dozhdevaniye» (Artificial rainfall) V. III, M., 1940.
- (13) ROSCHIN N.I. Vliyaniye lesnoi podstilki na predouprezhdeniye smiva pochv The influence of the forest undercover on prevention of soil outwash). Collection of articles «Borba s eroziyei pochv v SSSR» (Efforts against erosion in the USSR). Publ. House of the Ac. of Sc. of the USSR, M-L., 1938.
- (14) SERIK F.P. Raschet stoka livnevikh vod s malikh basseinov) Calculation of shower water drainage from small basins). «Maksimalniy stok s malikh vodosborov» (Maximum drainage from small water accumulative areas), *Transzheldorizdat*, M., 1940.
- (15) SOURMACH G.P. Izoucheniye vodopronitsayemosti, stoka i smiva na kashtanovikh schebnistikh pochvakh pravoberezhya Nizhney Volgi v tselyakh ikh melioratsii (The study of permeability, drainage and out-wash of «chestnut» shingle soils on the right bank of the Lower Volga with the purpose of their melioration). Troudy Pochv. In-ta im. V.V. Dokouchayeva (Papers of the Dokouchayev Soil Institute), v. XLVIII, M., 1955.
- (16) SOUKHAREV I.P. Vliyaniye obrabotki pochvi na stok talikh i livnevikh vod (Influence of farming of soil on the drainage of melted and shower waters). *Pochvovedeniye*, no. 4, 1955.
- (17) FALESOV V.M. Opredeleniye koeffitsienta stoka poutem iskousstvennogo dozhdevaniya (The determination of the drainage coefficient by artificial rainfall *Meteorologia i Gidrologia*, no. 3, 1939.
- (18) FEDOROV S.F. Opit primeneniya dozhdevalnoi oustanovki dlya izoucheniya infiltratsionnoy sposobnosti pochv (The experience of application of artificial rainfall equipment for the study of the infiltration properties of the soil). Papers of GGI, issue 24/78/, L., 1950.
- (19) TSYKIN YE. M. Issledovaniye infiltratsionnikh svoystov pochv pri pomoschi dozhdevalnoi oustanovki (The study of infiltration properties of soils with artificial rainfall equipment). Collection of articles «Selskokhozyastvennaya eroziya» (Agricultural erosion). Publ. House of the Ac. of Sc. of the USSR, M., 1956.

- (20) SHAPOSHNIKOV A.P. Protsessi smiva i razmiva pochvogrountov v rayone pravoberezh'ya Srednego Dnepra (The processes of soils outwash and erosion in the right-bank region of the Middle Dnieper). *Sov'yetskaya agronomiya*, no. 10, 1940.
- (21) SCHEKLEIN S.L. Statsionarniye nablyoudeniya nad stokom poverkhnostnykh talikh i dozhdevikh vod i smivom pochvi pod Kirovom (Stationary observations of the drainage of surface melted and rain waters and the soil outwash in the Kirov region). Collection of articles «Borka s eroziyei pochvy SSSR». Publ. House of the Ac. of Sc. of the USSR, M.L., 1938.
- (22) WOLLNY E. Untersuchungen über das Verhalten der atmosphärischen Niederschläge zur Pflansen und zum Bodenforschungen, Bd. X-XX, 1897.
- (23) DULEY F.L. a. HAYS O.E. The effect of the degree of slope on run-off and erosion. *Jour. Agr. Research*, vol. 45, no. 6, 1932.
- (24) LOUDERMILK W.C. Further studies of factors affecting surfacial run-off and erosion. *Proceedings of the International Congress of Forestry Experimental Station*, Stockholm, 1929.
- (25) ELLISON W.D. Soil detachment hazard by raindrop splash. *Agric. Engin.* May 1947.
- (26) GUNN R. and KINZER G.D. The terminal velocity of fall for water droplets. *Jour. of Meteor.* 6, 1949.

ANTIEROSIONAL ARRANGEMENT OF FOREST PLANTATIONS AND ITS QUANTITATIVE INDICES

K.I. KHOLUPYAK (USSR)

SUMMARY

Phytomelioration occupies an important place in the antierosional measure complex, namely in creating defensive cover of grass and brushwood vegetation. Forest plantations possess a particularly high soilconserving ability. In agro- and forest melioration practice they are created in the form of stripes of various breadth: plantations situated near a ravine, a river, a watershed, waterregulating (on slopes) and fielddefensive ones, as well as those in the form of small and large forest plots of various size and configuration.

The author's research work of several years resulted in discovering the fact that the flowregulating and soilconserving effectiveness of forest or meadow melioration depends upon the ways of its placing on a rugged terrain.

If the bounds are organized incorrectly, the meliorative ability of plantations not only lowers abruptly, but even shows its contrary qualities. The concentration of big flow masses along the inclined upper (flowstriking) boundaries of afforested and meadowed plots and flowing of big water streams across final, angular and bottomal low-throwing-off plots often results in the appearance of a new erosion nidus.

In order to increase the effectiveness of grass and forest melioration, the flowstriking boundaries are usually recommended to be placed «across the slope» or «mainly on horizontals». It is quite obvious that such a general recommendation is rather difficult to realize with a necessary effect, as it had no quantitative expression of the degree of «transversality» or «Horizontality». The methods of studying the complex problems of antierosional territory organization was lacking.

For studying and practical solving the problem the author has elaborated an original method for determining the antierosional effectiveness of forest plantations depending upon relief and way of their placing on the slopes and determined its principal indices.

The indices are:

- a) general antierosional arrangement of plantations,
 - b) antierosional arrangement of the upper (flowstriking) forest boundaries,
 - c) flowthrowing load,
 - d) melioration load,
 - e) Field flow regulation index,
 - f) meliorative utilization of plantations coefficient.
- All the enumerated and other hydrological indices and their quantitative expression are obtained as a result of studying a great number of natural forests and artificial forest plantations under various soil-climatic conditions of the Ukrainian SSR. The water collecting area which is the main hydrological parameter was taken as a basis for the indices.

This method enables to carry out researches of a great number of objects in various natural zones in a very short period of time and to obtain data sufficient for determining a reliable dependence between separate indices.

The theoretical elaboration of the problem of antierosional arrangement made it possible to ground a number of practical measures which increase the flow-regulating, soil- and water conserving role of natural and artificial forests.

ELEMENTS OF PROTECTIVE EFFECT OF HYDRAULIC EROSION CONTROL

S. Sc. Ing. Vladimír KOZLIK

Czechoslovakia

RÉSUMÉ

1) L'effet protecteur des mesures hydrauliques contre l'érosion (Fig. 1) consiste en trois éléments :

- a) dans leur contenu
- b) dans l'infiltration de l'eau dans le sol dans le profil des fossés
- c) dans l'amenée de l'eau dans le territoire protégé.

2) Dans la période d'été se font valoir leur contenu et l'amenée de l'eau. Au temps de la fonte des neiges se fait valoir essentiellement l'infiltration d'eau dans le sol dans le fossé. L'effet d'accumulation du contenu du fossé et leur capacité de drainage au temps de la fonte des neiges se fait valoir dans une mesure insignifiante.

3) L'effet protecteur de l'infiltration de l'eau dans le fossé au temps de la fonte des neiges est conditionné par une moindre gelée du sol dans le fossé (Fig 3).

4) Puisque les mesures hydrauliques sont les installations stables et également grandes pour la période d'été et d'hiver, il faut les dimensionner pour le cas plus défavorable entre les deux, c'est-à-dire pour la période d'hiver (la fonte des neiges).

5) Dans les territoires où sont les relations déterminantes, au temps de la fonte des neiges les fossés ne doivent pas être construits avec la pente longitudinale du fond.

- 6) Les équations pour le calcul des distances entre fossés ont la forme :
- a) au moment de la pluie :

$$L = \frac{a}{0.1} \left[\frac{10^3 \cdot F}{t} + 1 + a_1/z \cdot K \right]$$

- b) au moment de la fonte des neiges :

$$L = \frac{a}{0} \left[\frac{r \cdot p \cdot F}{H \cdot s} + 1 + a_1 \frac{K \cdot z}{h} \right]$$

Ici signifient :

L — la distance axiale des fossés en mètres

a — le coefficient traduisant la solidité des fossés construits : il est moindre que 1

0 — le coefficient d'écoulement

r — nombre expliquant combien de fois le fossé se remplit et se vide pendant toute la fonte des neiges en conséquence du remplissage quand la neige fond (pendant le jour) et du vidage par infiltration dans le sol au temps de l'interruption de la fonte (dans la nuit). Cette valeur varie de 1 quand le sol dans le fossé est gelé de telle façon qu'il est imperméable jusqu'à m , c'est-à-dire le nombre des interruptions de la fonte des neiges pendant toute la période de la fonte des neiges au printemps.

p — la valeur des pores vides dans la neige qui ne sont pas remplis d'eau.

Dans la période de la fonte des neiges il vaut 0,30 — 0,35.

F — le profil du fossé en m^2

H — l'épaisseur de la couverture de neige en mètres

s — la valeur en eau de la neige

$$a_1 = \frac{h_K + h_H}{y}$$

h_K — la hauteur du soulèvement capillaire en mètres

h_H — l'épaisseur de l'eau sur la surface du sol en mètres

y — la profondeur du front d'eau infiltrée en mètres

K — le coefficient de la filtration d'eau dans le sol en m/min .

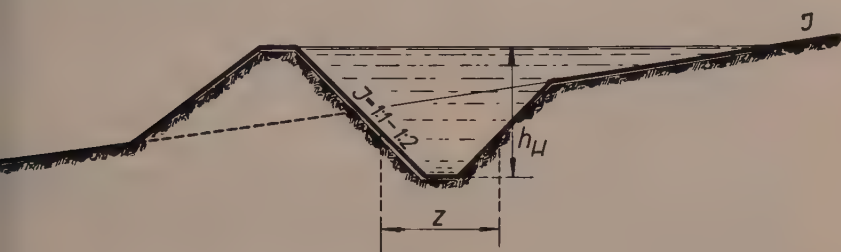
z — la largeur du profil du fossé en mètres sur lequel s'effectue l'infiltration de l'eau dans le sol

h — la quantité de neige fondue pour 1 heure, exprimée en la hauteur de la colonne d'eau en millimètres.

In this paper we shall discuss about the hydraulic erosion control, namely about infiltration channels, about the open channel drains (Fig. 1/a), about infiltration terrace channels and about terrace channel drains (Fig. 1/b).

The open channels are deep and there is no possibility to cross them with agricultural machines and they don't cultivate as adjacent area.

Open channel
La fosse ouvre



Terrace channel
La fosse terrasse

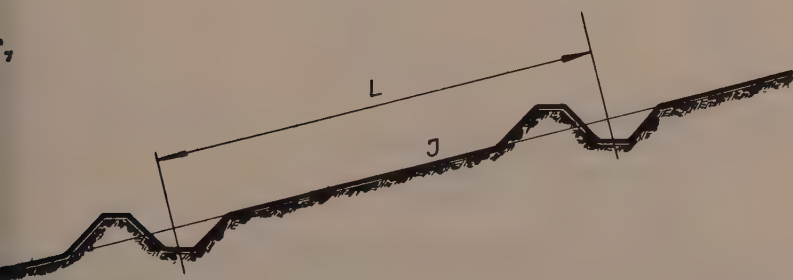
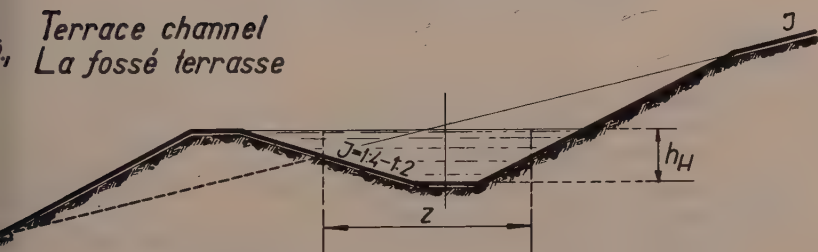


Fig. 1 — Channels. Les fossés.

The terrace channels are shallow, wide, it is possible to cross them and they are so cultivated as the adjacent area. On the experimental base we shall indicate,

- a) their protective effect,
- b) how far reaches their protective effect.

2. THE SUBSTANCE OF THE CHANNEL PROTECTIVE EFFECT

The channel protective effect against water erosion on the slope is dependent:
upon the channel capacity,
upon the water infiltration intensity into soil in the channel.

2.1. The channel capacity

The channel capacity, i.s. the space in which there could be the catching of water, doesn't depend only on its size but also on the slope and the channel building accuracy, namely in the dike.

The catching effective furrow capacity depends therefore upon,
the channel size,
the slope percentage,
the channel building accuracy.

In the spring at snow melting it takes into consideration at channel dimension the fact that the channel is filled up with snow. Then it is necessary to subtract from the effective profile channel area that space which occupies the solid and fluid portion in the snow (the snow crystals and water). Then the catching channel cross section in winter will be:

$$F'_u = F \cdot p \quad (1)$$

when

F'_u — effective channel cross section

F — total channel cross section

p — coefficient of the free snow pores percentage.

Which protective effect represents the channel capacity, it means from how wide field strip it can catch the surface runoff water.

At rainfall the relationship between channel capacity, expressed with its cross-section and factors influencing the flowing of water (Fig. 1/c) will be

$$10^{-3} \cdot L \cdot i \cdot t \cdot o = F \cdot a \quad (2)$$

from which

$$L = \frac{10^3 F \cdot a}{o \cdot i \cdot t} \quad (3)$$

where L — width of field strip in meters

F — channel cross-section in sq. meters

i — rainfall intensity in mm/min.

t — duration of rainfall in minutes

o — runoff coefficient

a — coefficient of the building channels accuracy.

We shall calculate the formula (3) to see the apparent effect of catching channel cross-section with the cross-section $F = 10$ sq. m, at rainfall with intensity $i = 1$ mm/min, the rainfall duration $t = 60$ min.

TABLE 1

Runoff coefficient and the field width between channels ($F = 1 \text{ m}^2$)

Runoff coefficient o	0,5	0,7	0,9
Field strip width L in meters	33,2	23,7	18,5

At snow melting, the relationship between channel capacity and factors, determining the water flow into channel will have the formula

$$L - H.s.o = F.p.a \quad (4)$$

where

L — field strip width in meters

H — thickness of snow cover in meters

s — snow aquatic value

o — runoff coefficient

F — channel cross-section in sq. meters

p — pure snow porosity

a — coefficient of the building channels accuracy.

We shall substitute into relationship the concrete values adequate to these used at rainfall and we shall show the channel efficiency in this case.

F — 1 sq. meter

p — 0,35

h — 0,40 meter

s — 0,40

$o = 0,5 - 1.$

$a = 1.$

TABLE 2

Strip width (channel distance) and water runoff coefficient from the snow ($F = 1 \text{ m}^2$)

Runoff coefficient o	0,5	0,6	0,7	0,9	1
Field strip width between channels (m)	4,5	3,7	3,1	2,5	2,2

Data from the Table 2 show that the only channel catching capacity is not sufficient for catching the surface runoff from greater area namely at snow melting.

Let us compare the channel efficiency with catching area 1 sq. meter from the rainfall runoff and for snow runoff water (Table 3, Fig. 2).

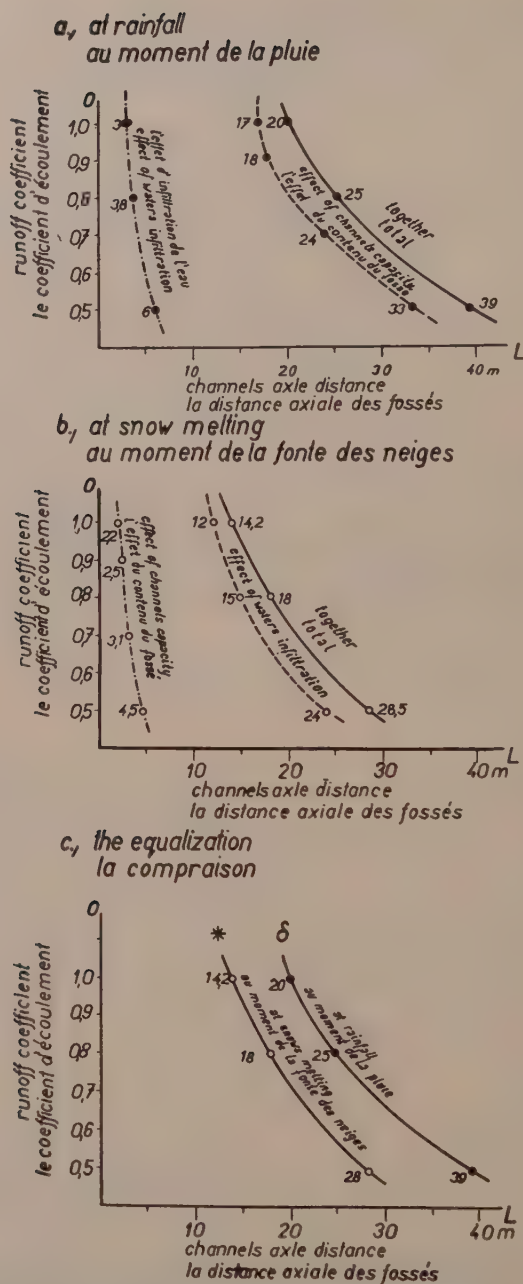


Fig. 2 — The effect of channels capacity and of water infiltration in the channels on channels axle distance. L'effet du contenu du fossé et d'infiltration de l'eau en la distance axiale des fossés.

TABLE 3

Fieldstrip width (channels distance) at rainfall and snow melting ($F = 1m^2$)

Time	runoff coefficient			
	0,5	0,7	0,9	1
	strip width (channels distance) in meters			
rainfall	33,2	23,7	18,5	16,6
snow melting	4,5	3,1	2,5	2,2

From this there is apparent that the alone channel capacity at snow melting substantially less effective as at rainfall.

2 Water infiltration intensity into soil in the channel

Besides catching or accumulating effect in this connection it participates also the additional factor: water infiltration into channel. Similarly as above this we distinguish the conditions at rainfall (soil unfrozen) and at snow melting (soil regularly frozen).

The substance of channel influence on raising the water infiltration intensity to soil consists in following:

1) In the channel the water will enter the soil more quickly because there accumulates a water layer in it which substantially contributes the water penetrating velocity into soil. While the formula expressing the water infiltration intensity to soil without water layer on the soil surface has the form:

$$u = K \left(1 + \frac{h_K}{y} \right), \quad (5)$$

the formula for infiltration intensity with a water layer on the soil surface has the form:

$$u = K \left(1 + \frac{h_K + h_H}{y} \right), \quad (6)$$

where

- u — water infiltration intensity into soil
- K — water filtration coefficient into soil
- h_K — capillary head
- h_H — water thickness on the terrain
- y — depth of water infiltrated into soil.

The soil infiltration capacity in the channel and its influence on the field strip width at rainfall generally there can be expressed:

$$u.z.a = L.i.o \quad (7)$$

where

z — channel cross-section width through which the infiltration takes place

L — field strip width from which it is possible to accept surface runoff by infiltration

i — rainfall intensity

o — runoff coefficient.

By adjusting the formula (7) we obtain

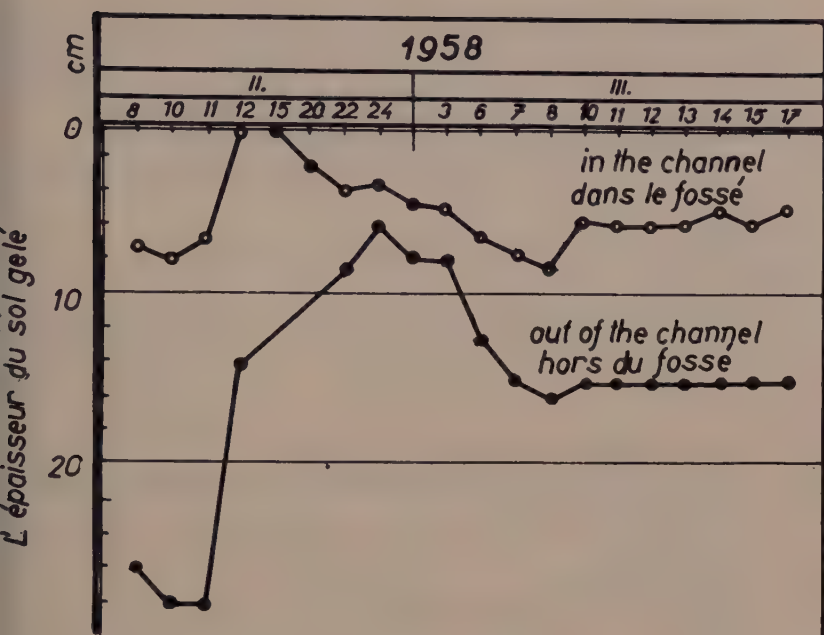
$$L = \frac{u.z.a}{i.o} \quad (8)$$

At snow melting in winter the soil conditions in the channel play greater role for securing the soil infiltration capacity as in summer. While in summer the filtration coefficient k for soils in channel and out of it is substantially the same, in winter there is considerably different. This fact is caused by changed physical conditions of the soil, developed by soil frozing.

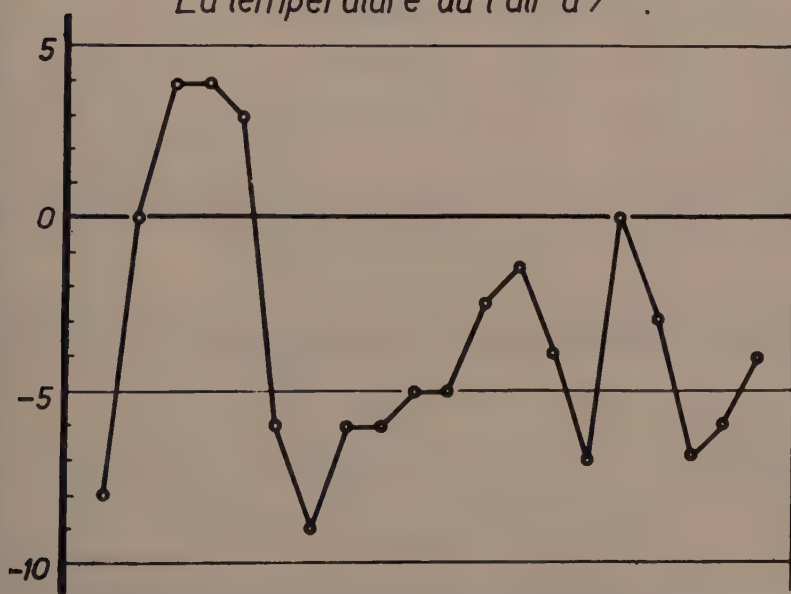
TABLE 4

The thickness of frosted soil on the bottom of channels (the channel covered with snow)

Number	Date	Air temperature		Thickness of the snow cover cm			The thickness of frosted soil cm		
		7,00 h.	13,00 h.	in the channel	out of the channel		in the channel	out of the channel	
1.	8.2 1958	— 8	— 4	35	20	20	7	23	18
2.	10.2	0	+ 2	20	9	9	8	24	18
3.	11.2	+ 4	+ 7	4	0	0	7	24	19
4.	12.2	+ 5	+ 10	0	0	0	0	12	8
5.	15.2	+ 4	+ 5	0	0	0	0	4	0
6.	20.2	— 6	0	4	3	3	2,5	4	6
7.	22.2	— 9	— 1	4	4	5	4	8,5	8,0
8.	24.2	— 6	— 2	6	5	6	3,5	6	6
9.	1.3	— 6	— 4	8	3	3	4,5	8	8
10.	3.3	— 5	— 4	10	10	8	5	8	9
11.	6.3	— 5	— 1	5	5	0	6,5	13	12
12.	7.3	— 2	+ 2	0	0	0	7,5	15	15
13.	8.3	— 1	+ 2	0	0	0	8,5	16	16,5
14.	10.3	— 4	+ 1	5	5	5	5,5	15	15
15.	11.3	— 4	+ 1	3	3	3	6,0	15	15,0
16.	12.3	0	0	10	15	10	6,0	15	3
17.	13.3	— 4	0	8	13	8	6,0	15	14,5
18.	14.3	— 7	0	6	8	10	5,0	15	15
19.	15.3	— 6	— 2	5	6	8	6,0	15	15,0
20.	17.3	— 4	0	15	16	14	5,0	15	14



Air temperature at 7⁰⁰ a.m.
La température de l'air à 7⁰⁰.



At snow melting the soil surface out of channel is often as far frozen as is water-proof, the filtration coefficient being $K = 0$. On the other hand, the soil in the channel is always less frozen as in the adjacent terrain. On the experimental base at Rokytovec of the Irrigation Research Institute at Bratislava we found the following differences of the frozen soil thickness in the channel and out of it (Table 4, Fig. 3).

As it is seen from Table 4, Fig. 3, there can occur two cases:

In the channel the water doesn't freeze at all, out of channel it freezes in the channel it freezes less than out of channel.

From this it results that

in the channel the infiltration intensity by influence of soil freezing need not diminish at all,

or it diminishes less than out of channel.

The soil infiltration capacity in the channel and its influence on the field strip width can be generally expressed by following:

$$u \cdot z = h \cdot L \cdot o \quad (9)$$

where

u — water infiltration intensity into soil mm/hours

z — width of channel cross-section through which we propose the realization of the infiltration (Fig. 1)

h — amount of snow melted per 1 hour, expressed by height of water column in millimeters

o — runoff coefficient.

When the value u is expressed by expression yet known

$$u = K \left(1 + \frac{h_K + h_H}{y} \right),$$

and when this expression is simplified so that

$$h_K + h_H = h_1,$$

$$\frac{h_1}{y} = a_1,$$

we obtain

$$u = K(1 + a_1)$$

Substituting the expression (10) into (9) we obtain:

$$(1 + a_1) \cdot z \cdot K = h \cdot L \cdot o.$$

By adjusting this equation and by adding the coefficient (a) that expresses the accuracy of constructed channels, we obtain the expression:

$$L = (1 + a_1) \frac{K \cdot z \cdot a}{h \cdot o} \quad (11)$$

Similarly we obtain also the expression for field strip width from which the water enters the soil in the channel at rainfall:

$$L = (1 + a_1) \frac{K \cdot z \cdot a}{i \cdot o} \quad (12)$$

Thus it is obtained the general expression for computation from what field strip width the channel is capable to infiltrate the water.

Let us see now how practically it will appear the water infiltration into soil in the channel in summer (at rainfall) and in spring (at snow melting).

At first let us consider the case at rainfall:

$$L = (1 + a_1) \frac{K \cdot z \cdot a}{i \cdot o}$$

Let the values of single terms of the equation

$$a_1 = \frac{h_K + h_H}{y}$$

$$h_K = 1,0 \text{ m}$$

$$h_H = 0,5 \text{ m}$$

$$y = 0,5 \text{ m}$$

$$+ a_1 = 4,0$$

$$K = 0,5 \text{ mm/min.}$$

$$z = 1,5 \text{ m}$$

$$i = 1 \text{ mm/min}$$

$$o = 0,5, 0,8, 1,0$$

$$a = 1$$

we obtain the values (L):

TABLE 5

Field strip width protected by water infiltration into channel at rainfall

Runoff coefficient o	0,5	0,8	1,0
Field strip width m	6	3,8	3

From the Table (4) is apparent the influence of water infiltration into soil in the channel per width of field protected strip is less at rainfall as the influence of channel capacity.

Let us consider now the case at snow melting and how it will appear the water infiltration into soil in the channel per field strip width:

$$L = \frac{(1 + a_1) K \cdot z \cdot a}{h \cdot o}$$

Let the values of individual equation members be the same both at rainfall and the same probability of occurrence

$$a_1 = \frac{h_K + h_H}{y}$$

$$h_K = 1,0 \text{ m}$$

$$h_H = 0,5 \text{ m}$$

$$y = 0,5 \text{ m}$$

$$+ a_1 = 4,0$$

$$z = 1,5 \text{ m}$$

$$K = 2 \text{ mm/hours}$$

$$h = 1 \text{ mm/hours}$$

$$o = 0,5, 0,8, 1,0$$

$$a = 1$$

We shall obtain the values (L):

TABLE 6

Field strip width protected by infiltration into channel at snow melting

Runoff coefficient α	0,5	0,8	1,0
Field strip width L in meters	24	15	12

From the Table (6) there is apparent that *the influence of water infiltration into soil in the channel* on the field strip width is greater *at snow melting* as the influence of channel capacity (Fig. 2).

TABLE 7

Field strip width protected by water infiltration into soil in the channel at rainfall and at snow melting

Runoff coefficient α	0,5	0,8	1,0
Field strip width L in meters at rainfall	6	3,8	3
Field strip width L in meters at snow melting	24	15	12

Hereby it doesn't conclude yet the influence of the channel on the water filtration into it at snow melting. The water in the channel infiltrates into soil also in the time of snow melting and surface runoff was stopped. In the channel goes on the filtration of water which has held in it. This effect is partly included in the equation (4), i.e. in the channel catching capacity. Here it is included however only single. The asserting of channel catching capacity is taken into consideration only in the case when the snow melting was continuous, uninterrupted. This phenomenon occurs but rarely. Usually it was the event that the snow melting is only over the day and in the night for reason of temperature lowering there is stopped.

The maximum amount of water catched in the channel which can enter the soil in the channel after melting interruption, is following

$$q = m \cdot p \cdot F \cdot a \quad (13)$$

where

m — number of night interruptions of snow melting during the whole melting season

p — coefficient expressing the capacity of free pores in the snow

F — channel cross-section area

a — coefficient expressing the thoroughness of channels structured.

Generally there will be

$$q = r.p.F.a \quad (14)$$

where

r — number of filling and emptying of channel in consequence of water infiltration into soil. It varies from 1, if there would not be any water infiltration into soil in the channel, to (m) , when the infiltration is so great that the water accumulated in the channel entirely enters the soil during the time interruption of snow melting.

What value there is necessary to chose for (r) it depends on filtration coefficient calculated (K) . If (K) is so great that the water in the channel during the time interruption entirely infiltrates, it is necessary to chose $(r) = (m)$. When (K) is smaller, it is necessary to diminish (r) proportionally.

Thus it will change the relation (4) about the coefficient (r) :

$$L.H.s.a = r.p.F.a \quad (15)$$

and also the relation:

$$L = \frac{r.p.F.a}{H.s.o} \quad (16)$$

With regard to everything said about catching and infiltrating effect of the channel it could be summarised:

The width of protected strip of the slope is influenced both with channel capacity and soil conditions in the channel that influence on the water infiltration intensity into the channel.

At rainfall these two effects are expressed with following relations:

a) Channel capacity:

$$\frac{10^3 F.a}{o.i.t}$$

b) Infiltration into channel:

$$\frac{(1 + a_1).z.K.a}{o.i}$$

The common effect on the strip width would be expressed:

$$L = \left[\frac{10^3.F.a}{o.i.t} + \frac{(1 + a_1).z.K.a}{o.i} \right]$$

after adjustment

$$L = \frac{a}{o.i} \left[\frac{10^3.F}{t} + (1 + a_1)z.K \right] \quad (17)$$

At snow melting there increases also the effect of repeated filling up of the channel during the melting (in the day) and its drainage by soil infiltration of water in the season of interrupted snow melt (at night).

The effect of channel capacity, repeating of its filling up and drainage and soil infiltration is expressed by relations:

a) Channel capacity and repeating of filling up and drainage:

$$\frac{r.p.F.a}{H.s.o}$$

b) Soil infiltration in the channel:

$$\frac{(1 + a_1) K.z.a}{h.o}$$

The common effect of all factors on the field strip width there will have the following form:

$$L = \frac{a}{o} \left[\frac{r.p.F}{H.s} + \frac{(1 + a_1) K.z}{h} \right] \quad (18)$$

2.3. Protective efficiency of open channel drains

In the cases when the soil in which there are constructed the channels, there is a little permeable, so it can calculate only with the small filtration coefficient (K) in the literature there is recommended to built the channels with slope, i.e. the open channel drains.

Their action is different in summer and at snow melting. In summer, their cross-section is free while in spring at snow melting it is filled up with snow. Therefore, it is necessary to evaluate their drainage capacity separately in both cases. Since the same channel effects both in summer and winter its size has to be determined according to the principle to comply in relations less favourable. Which conditions are less favourable for open channel drains, the summer or the winter ones?

Let us judge the summer conditions.

For drainage of surface runoff from rainfall the relation is valid

$$P.i.o = k.F.v \quad (19)$$

where

P — area from which the water flows into the channel in sq.meters

i — rainfall intensity in mm/min.

o — discharge coefficient

k — coefficient of proportionality = $6 = 10^4$

F — area of the channel cross-section in sq.meters

v — velocity of water movement in the channel in m/sec

By adjusting the equation it is obtained:

$$P = \frac{6 \cdot 10^4 \cdot F \cdot v}{i \cdot o} \quad (20)$$

If it should be considered instead of general members of the equation (20)

$i = 1$ mm/min.

$o = 0,8$

$F = 1,0$ m² (sq.m)

$v = 1$ m/sec

it would be obtained that

$$P = 75,000 \text{ sq.m}$$

The channel considered is therefore for given circumstances capable to drain the surface runoff from an area of 75,000 sq.meters.

Let us judge now the drainage capacity of the same channel at snow melting.

Substitute for member of equation (20) similar calculated values with regard to the occurrence probability.

Instead of rainfall intensity there will be the snow melting intensity:

$$h = 6 \text{ mm/hour} = 0,1 \text{ mm/min}$$

Instead of runoff coefficient $\sigma = 0,8$ it is necessary to take with regard to the possibility of frozen soil

$$\sigma = 1,0$$

Instead of water movement velocity $v = 1,0 \text{ m/sec}$ we take the water movement velocity through snow (filtration velocity)

$$K = 1 \text{ cm/sec} = 0,01 \text{ m/sec.}$$

Then there it will be

$$P = 6000 \text{ sq.meters.}$$

Then the channel filled up with snow in the initial period of the snow melting has not the sufficient capacity to drain the water from adjacent areas.

Consequently, the channel begins to fill up with water until it reaches the border. Then the water is beginning to spill from the channel.

The possibility of runoff in the channel bottom to a degree required by water flow from snow melting there will work out until the water in the bottom of the channel excavates such a profile by snow melting that is necessary. This occurs usually at the end of snow melting. At the beginning of snow melting the soil is regularly frozen and the water from the melted snow with its temperature close to 0°C has only slight possibility to melt the snow in the channel bottom.

Then the channel drainage effect at snow melting is not essential, fundamental, but only additional. The main protective effect has the water infiltration into bottom or partly into channel walls. If the open channel drains are effective in erosion control, where it is for their sufficient soil infiltration and not for their slope. Therefore the drainage effect in erosion control at snow melting could be neglected.

From this follows that the open channel drains can't be recommended where the runoff at snow melting is significant. The channels dimensioned for rainfall conditions (in summer) are not satisfactory in winter and channels dimensioned for drainage at snow melting would be too great for summer conditions (rainfall water drainage).

Therefore the open channel drains are available only for climatic conditions with little or no snow.

CONCLUSIONS

1) The protective effect of hydraulic erosion control (Fig. 1) consists of three elements:

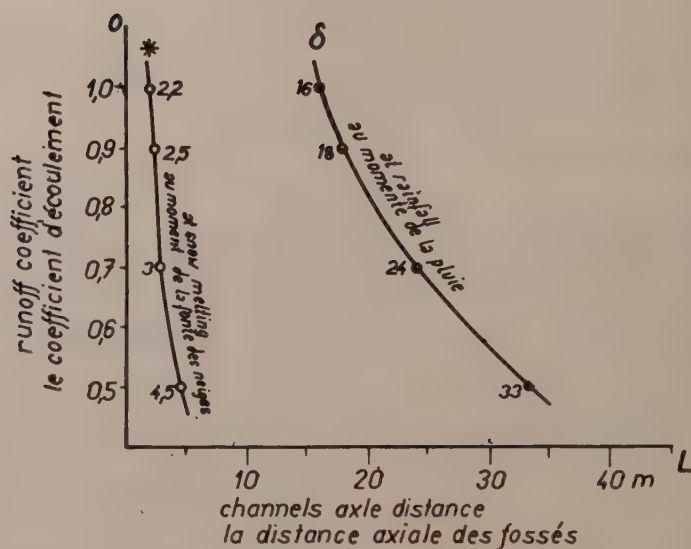
- a) of their capacity
- b) of the water infiltration into soil in the channel cross-section
- c) of the water drainage from the protected area.

2) In summer period is of use namely their capacity and water drainage (Fig. 4a). At snow melting namely the infiltration of water into soil is of use in the channel (Fig. 4b). The accumulation effect of channel capacity and its drainage capacity at snow melting are of use to an insignificant degree (Fig. 4b).

3) The protective effect of water infiltration in the channel at snow melting is dependent upon the smaller soil freezing in the channel (Fig. 3).

4) Since the hydraulic control is constant and equally great arrangement for both summer and winter periods, it is necessary to dimension them for the unfavourable case between them and there is the winter period (snow melting, Fig. 4c).

a, The effect of channels capacity
L'effet du contenu du fossé



b, The effect of waters infiltration in the channel
L'effet de la infiltration de l'eau dans la fossé

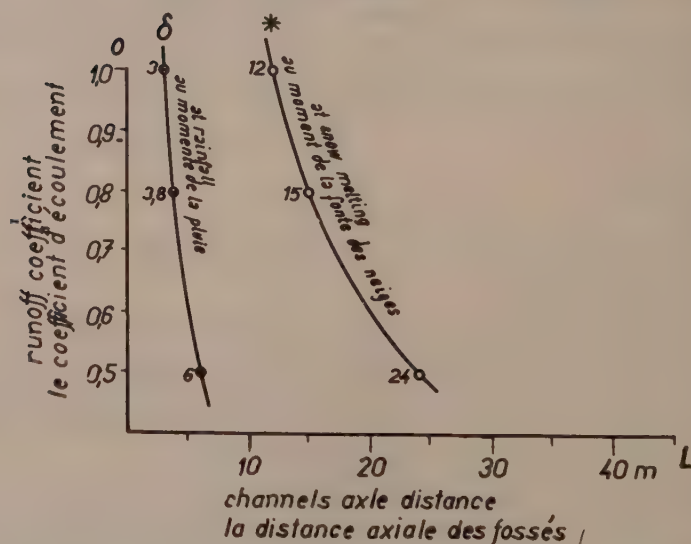


Fig. 4 — The channel protective effect. L'effet protectif du fossé.

5) For areas with decisive conditions at snow melting the channels must not be built up with longitudinal bottom slope.

6) Equations for channel distance computation have the form:

a) at rainfall:

$$L = \frac{a}{o.i} \left[\frac{10^3 \cdot F}{t} + (1 + a_1) z \cdot K \right]$$

b) at snow melting:

$$L = \frac{a}{o} \left[\frac{r \cdot p \cdot F}{H \cdot s} + (1 + a_1) \frac{K \cdot z}{h} \right]$$

Here it means

L — channels axis distance in meters

a — coefficient of channel building accuracy. It is always smaller than 1

o — runoff coefficient

r — number which delivers how many times the channel fills up and empties during the whole snow melting in consequence of filling up, when the snow is melting (the day over), and evacuating by soil infiltration at melt interruption (at night). This value varies from 1 when the soil in the channel is so frozen that it is unpermeable to m , i.e. the number of melting interruptions during the whole spring period of snow melting.

p — value of free snow pores, i.e. which are not filled up with water.

It occurs in the snow melting period of 0,30 — 0,35.

F — channel cross-section in sq/meters

H — thickness of snow cover in meters

s — aquatic value of the snow

$$a_1 = \frac{h_K + h_H}{y}$$

h_K — height of capillary raising

h_H — water layer on the soil surface in meters

y — depth of front of infiltrated water in meters

K — coefficient of water filtration into soil in m/min.

z — channel cross-section width in m , through which takes place the water infiltration into soil

h — amounts of snow melting for 1 hour expressed with height of water column in meters.

SURFACE RUNOFF AS FACTOR OF WATER EROSION

Ing. Dr. JAN DVORÁK, C.Sc.

SUMMARY

An effective and at the same time economic design for erosion control of agricultural land requires the evaluation of meteorological and hydrological factors under given conditions. As most important factor we have to consider the surface runoff. The critical surface runoffs, from the point of view of erosion control, — due to storm rainfalls, melting snow etc. ^(3,9) — are obtained from the analysis of surface runoff with regard to the economic effectiveness of protective measures. For the determination of runoff from storm rainfalls, it is essential to know the laws concerning the surface runoff and the infiltration of water into the soil.

The total quantity of surface runoff in a fixed time after the beginning of a rainfall, on soil not covered by vegetation, is equal to the total height of precipitation diminished by the quantity of water soaked into the soil and temporarily accumulated on the surface, neglecting evaporation during the course of precipitation which reaches in showers only negligible amounts. The volume of the precipitations is measured currently in meteorological stations. Accumulated water quantities on sloping land do not reach higher values compared with other factors and they can, therefore, be also neglected ⁽³⁾. However, for the determination of runoff values, it is necessary to know the extent of infiltration which has to be determined experimentally. The extent of infiltration is in the first place, dependent on soil conditions, slope of land and intensity and duration of the precipitation.

To determine the relationship between water infiltration into the soil and time, a starting equation was selected, in the form:

$$V_t = v_c \cdot t + \frac{v_1 - v_c}{1 - \alpha} \cdot t^{1-\alpha} \quad (1)$$

where V_t = total infiltration in time t , in mm;

v_c = soil permeability in mm/min;

t = time in minutes

v_1 = infiltration in time $t = 1$, in mm/min;

α = constant.

By derivation of equation (1), we get:

$$v_t = v_c + (v_1 - v_c) \cdot t^{-\alpha} \quad (2)$$

where v_t = instantaneous infiltration in time t , in mm/min. The equation corresponds in this form to the equation given by V.S. Mezencev ⁽⁹⁾ and its validity is limited for $t \geq 1$.

To determine the functional relationship between v_1 and α and the precipitation intensity and land slope, experiments were carried out in three experimental stations with soils of different texture: 1) coarse textured soils at the station at Tišice near Brandýs nad Labem; 2) medium textured soils at Ruzyně near Prague; and 3) fine textured soils at Jeneč near Prague.

For the characterization of the soil conditions, each experimental field was sounded and sampled to determine the texture of the earth in the soil profile, the CaCO_3 content, the quantity of humus, physical properties ⁽⁷⁾, values of field water capacity ⁽⁸⁾ and the infiltration capacity of the soil ⁽⁴⁾ during flooding in infiltration cylinders.

1. EXPERIMENTAL STATION AT TIŠICE

The soil profile of the experimental field is characterized by the following horizons:

0,00–0,20 dark brown humous, loamy till clayey-loamy sand

0,20–0,90 brown loamy till clayey-loamy sand with gravel up to 5 mm in diameter

0,90–1,00 yellow-brown sand darkened by clay with gravel up to 10 mm in diameter

The mean values of the results of soil texture analysis are given in Table 1.

TABLE 1

Texture of the soil profile at Tišice

Depth in cm	Content of grains in % belonging to category (*)				Classification
	I	II	III	IV	
10	21,11	8,63	7,85	62,41	Clayey-loamy sand
20	20,50	9,43	8,65	61,42	Clayey-loamy sand
30	22,28	9,50	9,77	58,45	Clayey-loamy sand
40	21,57	8,38	7,22	62,83	Clayey-loamy sand
50	21,15	7,50	7,65	63,70	Clayey-loamy sand
60	18,43	7,33	6,31	67,93	Clayey-loamy sand
80	15,15	6,41	5,81	72,63	Clayey-loamy sand
100	8,12	2,75	3,52	85,61	Sand darkened with clay

(*)category I particles with a diameter of $<0,01$ mmcategory II particles with a diameter of $0,01 - 0,05$ mmcategory III particles with a diameter of $0,05 - 0,1$ mmcategory IV particles with a diameter of $0,1 - 2,0$ mm

The physical analysis of undisturbed soil samples were carried out in accordance with the above mentioned methods and the results obtained are reproduced in Table 2, showing the fundamental characteristics of the soils. For the evaluation of the single experiments, the values of the field water capacity were determined in percentage of the soil volume and the results obtained are also shown in Table 2.

TABLE 2

Physical characteristics of the soil profile in the experimental station at Tišice

Depth in cm	Spec. weight g/cm ³	Weight of vol. g/cm ³	Porosity in vol. %	Moisture capacity in vol. %	Aeration at moist. capacity in vol. %	Field water capacity in vol. %
10	2,619	1,530	41,58	25,63	15,95	24,97
20	2,624	1,589	39,42	24,34	15,08	24,65
30	2,625	1,469	44,02	23,67	20,35	23,21
40	2,627	1,406	46,46	22,40	24,06	22,37
50	2,658	1,445	45,63	20,79	24,84	21,92
60	2,653	1,481	44,90	19,69	25,21	20,01
80	2,655	1,521	42,69	18,07	24,62	16,32

The crumbly soil structure was macroscopically not visible at all. There were no aggregates in the naturally moist soil of the field. The analysis of the soil samples which were taken to determine the structure of the soil, proved that the soil had no crumbly structure. The humus content was the highest in the top soil where it amounted to 2,5 per cent and decreased with increasing depth. In a depth of 60 cm and lower, it appeared only in negligible amounts. The calcium carbonate content varied in the range of 0,0 — 1,3 per cent.

2. EXPERIMENTAL STATION AT RUZYŇ

The soil profile of the experimental field is characterized by the following horizons:

0,00 — 0,45 dark brown humous loam

0,45 — 0,55 yellow-brown loam

0,55 — 0,70 yellow loam

0,70 — 1,00 yellow loam with clay

The texture of the soil profile is characterized by the analytical results and the mean values are given in Table 3.

TABLE 3

Texture of the soil profile of the experimental field at Ruzyně

Depth in cm	Content of grains in % belonging to category				Classification
	I	II	III	IV	
10	38,95	40,67	12,24	8,14	loam
20	41,17	40,17	10,79	7,87	loam
30	42,30	40,21	9,55	7,94	loam
40	44,15	40,15	8,97	6,73	loam
50	43,20	38,05	11,33	7,42	loam
60	41,73	41,40	8,90	7,97	loam
80	47,11	37,76	9,33	5,80	clayey loam
100	47,29	38,23	9,28	5,20	clayey loam

Results of physical investigations are given in Table 4, showing the fundamental characteristics of the earth. The field water capacity in the soil profile was determined according to given methods and the values for the single depths are given in Table 4.

The analyses showed a macroscopically visible crumbly structure. Humus was found in the whole soil profile amounting to 1,2 — 1,8 per cent, however the calcium carbonate was represented only in a very small amount ranging from 0,0 to 0,3 per cent.

TABLE 4

Physical characteristics of the soil profile in the experimental field at Ruzyňe

Depth in cm	Spec. weight g/cm ³	Weight of vol. g/cm ³	Porosity in vol. %	Moisture capacity in vol. %	Aeration at moist. capacity in vol. %	Field water capacity in vol. %
10	2,604	1,448	44,43	35,34	9,09	34,74
20	2,576	1,491	42,15	35,41	6,74	33,67
30	2,635	1,516	42,45	36,35	6,10	34,91
40	2,617	1,487	43,15	36,19	6,96	34,37
50	2,629	1,443	45,17	36,05	9,12	33,04
60	2,607	1,415	45,71	36,05	9,66	32,62
80	2,628	1,387	47,24	37,74	9,50	33,78

EXPERIMENTAL STATION AT JENEČ

The soil profile of the experimental field at Jeneč has the following horizons:

0,00 — 0,35 brown, slightly humous loam till clayey loam

0,35 — 0,70 yellow-brown clayey loam

0,70 — 1,00 yellow clayey loam.

The soil texture of the single layers of the soil profile are characterized by the analytical results, the mean values of which are summarized in Table 5.

TABLE 5

Texture of the soil profile of the experimental field at Jeneč

Depth in cm	Content of grains in % belonging to category				Classification
	I	II	III	IV	
10	44,59	44,63	7,08	3,70	loam
20	42,73	44,38	9,48	3,41	loam
30	47,74	40,83	8,67	2,77	clayey loam
40	46,86	38,16	10,43	4,55	clayey loam
50	46,18	37,66	11,04	5,13	clayey loam
60	45,89	37,76	9,35	7,00	clayey loam
80	41,88	43,77	10,00	4,35	loam
100	45,01	43,24	8,60	3,15	clayey loam

The mean values of the physical results and field water capacity are given in Table 6.

TABLE 6

Physical characteristics of the soil profile in the experimental field at Jeně

Depth in cm	Spec. weight g/cm ³	Weight of vol. g/cm ³	Porosity in vol. %	Moisture capacity in vol. %	Aeration at moist. capacity in vol. %	Field water capacity in vol. %
10	2,632	1,488	43,48	35,65	7,83	33,54
20	2,640	1,493	43,25	35,51	7,74	33,06
30	2,643	1,550	41,36	35,14	6,22	32,72
40	2,672	1,486	44,39	37,85	6,54	33,34
50	2,705	1,455	46,21	39,48	6,73	34,37
60	2,682	1,504	43,88	39,13	4,75	36,08
80	2,673	1,483	44,52	38,69	5,83	36,31

The investigation of the experimental field showed a moderately developed crumbly structure. The humus content decreased with the depth from 1,5 to 0,2 per cent, the calcium carbonate content was almost completely missing up to a depth of 90 cm (0,0 — 0,1%), only in a layer 90 — 100 cm below the surface it appeared in great quantities (7-10%).

On all experimental fields the infiltration capacity of the soil has been determined in double infiltration cylinders by means of a specially designed device.

The infiltration capacity has been chosen as characteristics of the influence of soil conditions on infiltration. The results gained were expressed by the equation (5):

$$v^t = \alpha \cdot t^{-\beta} \quad (3)$$

where v^t = infiltration capacity of soil in time t in mm/min

t = time in minutes

α, β = soil characteristics.

The values of the characteristics were determined for the single cases and are given in Table 7.

TABLE 7

Characteristics of the infiltration capacity of the soil

Experimental field	α	β
Tišice	3,77	0,194
Ruzyně	6,42	0,267
Jeně	10,30	0,215



Fig. 1 — Equipment of the runoff areas $1\text{ m} \times 2\text{ m}$.



Fig. 2 — Measuring the intensity of precipitations in ombrometers.

On the mentioned experimental fields two types of experiments were carried out to evaluate the factors v_1 , v_c and α in equation (1). The experiments for the determination of soil permeability values were carried out at each field on four horizontal areas measuring $2 \text{ m} \times 1 \text{ m}$. In order to be able to evaluate the effect of the initial soil moisture and to compare the results of the last experiments which were carried out when the soil moisture was at the level of field water capacity, each experiment was repeated after 48 and 96 hours.

The spraying was done with a special spraying device (Fig. 1) (2). In the course of the experiment the intensity of the spray was gradually diminished in order to avoid coherent puddles on the surface and it was, therefore, possible to consider the extent of the intensity as infiltration capacity at the given time. The spray intensity was measured in five-minute intervals by means of small glass ombrometers, placed above the test area (Fig. 2).

The values of the soil permeability were measured and are given in Table 8.

TABLE 8
Soil permeability

Exp. station	v_c in mm/min.
Tišice	0,2
Řuzyň	0,28
Jeneč	0,3

Experiments made to determine the magnitude of surface runoff and of infiltration were carried out on four runoff areas with a slope of 2, 4, 7, and 10° (1,3). The effect of the intensity strength at constant spraying intensity of 0,3; 0,5; 0,75; 1,0; 2,0; and 3,0 mm/min and durations of 45–240 minutes according to the intensity strength were determined. Using the measured values of intensity and runoff, the dependence of the infiltration v_1 and the exponent α on the slope of the land surface and the precipitation intensity was ascertained as follows:

$$v_1 = b \cdot i^\gamma \quad (4)$$

where i = intensity of precipitation in mm/min

$$\alpha = c \cdot i^\delta \cdot J^\varepsilon = d \cdot J^\varepsilon \quad (5)$$

The graphic representation of the equations (4) and (5) is apparent from Fig. 3, 4 and 5.

The immediate runoff value in time t after the start of precipitation equals

$$\sigma^t = i - v_c \quad (6)$$

By substituting equations (2), (4) and (5) in equation (6), we get the resulting dependence of runoff on the intensity and duration of precipitation and land slope:

$$\sigma_t = i - v_c - (b \cdot i^\gamma - v_c) \cdot t^{-c \cdot i^\delta \cdot J^\varepsilon} \quad (6a)$$

where σ^t = instantaneous runoff in mm/min in time t

i = intensity of precipitation in mm/min

v_c = soil permeability in mm/min

t = time in minutes

J = slope of land in %

b, c = coefficients dependent on soil conditions

$\gamma, \delta, \varepsilon$ = exponents dependent on soil conditions.

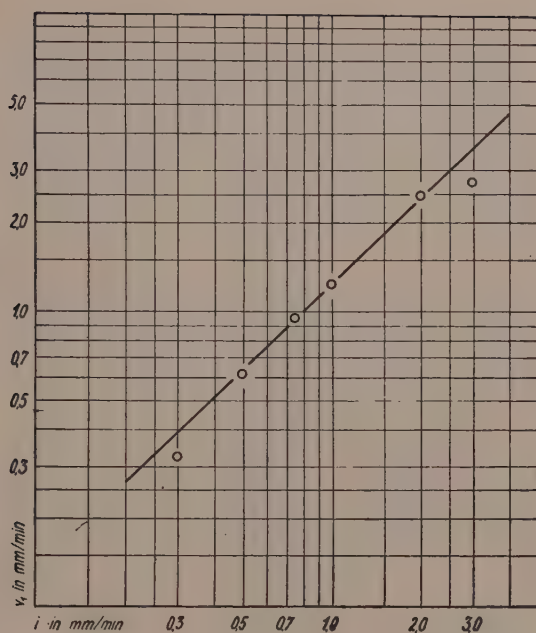


Fig. 3a — Dependence of v_1 on i , exp. st. Tišice.

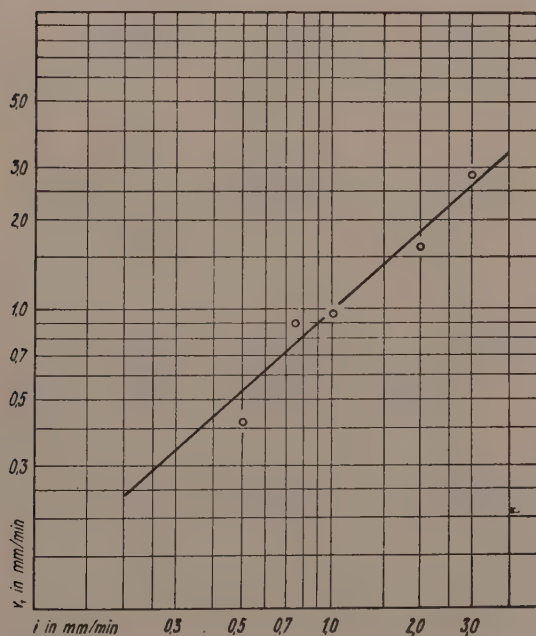


Fig. 3b — Dependence of v_1 on i , exp. st. Ruzyně.

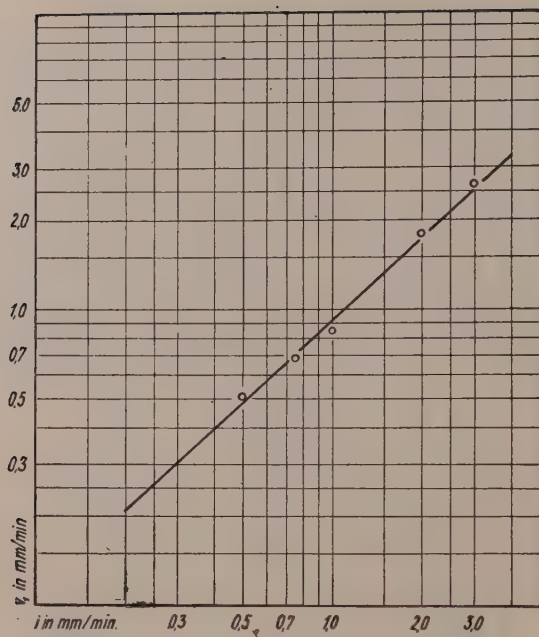


Fig. 3c — Dependence of v_1 on i , exp. st. Jeneč.

The values of the coefficients and exponents were determined by means of experiments and are given in Table 9.

TABLE 9

Values of coefficients and exponents of surface runoff

Exp. Station	b	c	γ	δ	ε
Tišice	1,24	0,032	0,965	0,538	0,751
Ruzyňe	1,00	0,037	0,890	0,387	0,780
Jeneč	0,92	0,039	0,928	0,405	0,809

The coefficients of the runoff were determined on the basis of the derived relationships according to the equation:

$$O_t = \frac{\sigma_t}{i} = 1 - \frac{v_t}{i} = 1 - k_t \quad (7)$$

where O_t = coefficient of instantaneous runoff in time t

k_t = coefficient of instantaneous infiltration in time t .

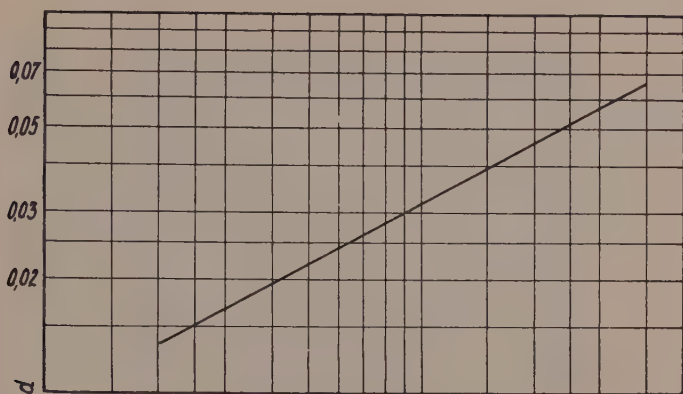


Fig. 4a — Experimental station at Tišice.

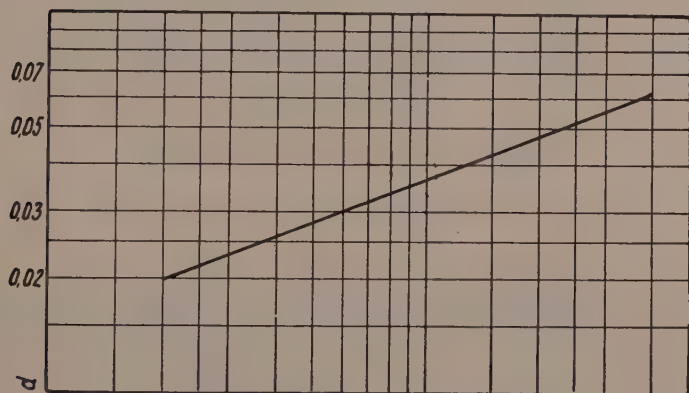


Fig. 4b — Experimental station at Ruzyně.

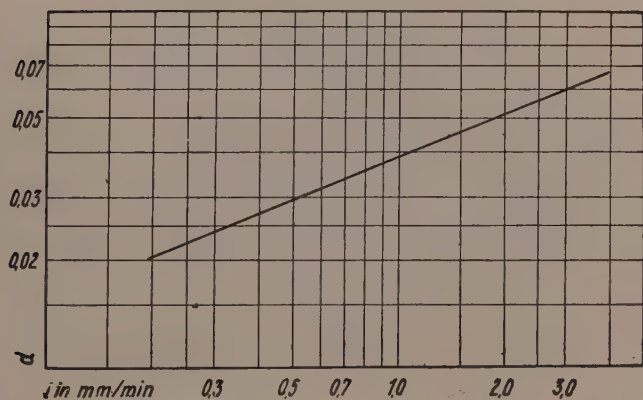


Fig. 4c — Experimental station at Jeneč. Dependence of d on i .

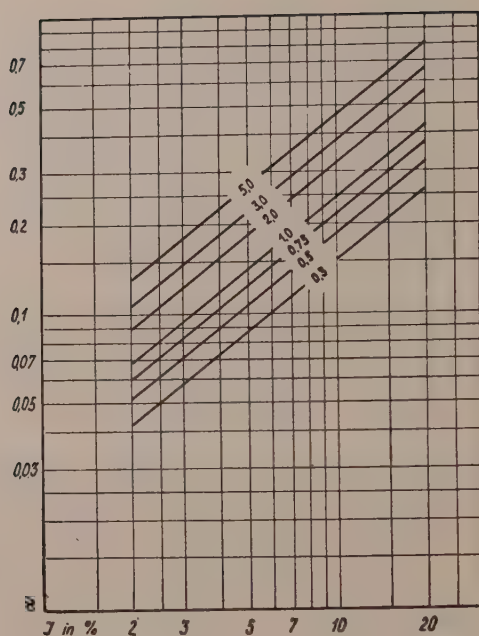


Fig. 5a — Dependence of α on J and i , exp. st. Tišice.

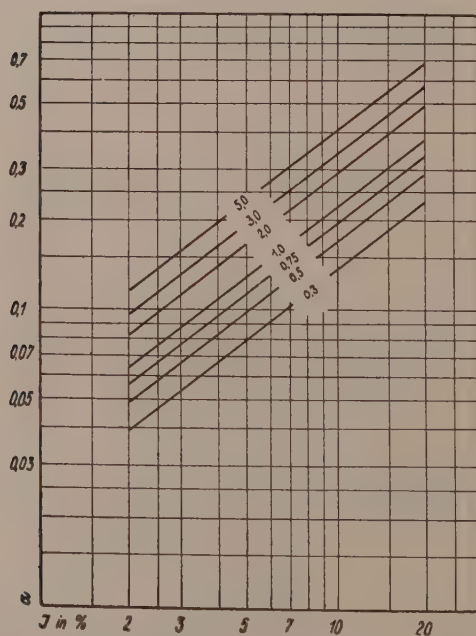


Fig. 5b — Dependence of α on J and i , exp.st. Ruzyně.

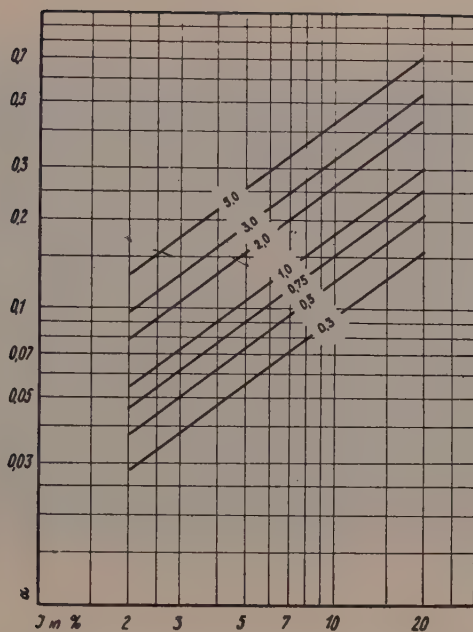


Fig. 5c — Dependence of α on J and i , exp. st. Jeneč.

The derived relationship is valid within the intensity limits of 0,3-3,0 mm/min and the following corresponding rainfall durations for

$i = 0,3$ mm/min	$t = 0 - 240$ min
$0,5$ mm/min	$0 - 240$ min
$0,75$ mm/min	$0 - 180$ min
$1,0$ mm/min	$0 - 120$ min
$2,0$ mm/min	$0 - 60$ min
$3,0$ mm/min	$0 - 45$ min

at a slope of $2 - 10^\circ$.

The equation with the introduced values of coefficients and exponents has a qualitative character. On small runoff areas which were used during the experiments, it was possible to determine only the qualitative relation between the runoff and the intensity and duration of the rainfall under different conditions of soil and slope. It presents the effect of the length of the slope on the magnitude of surface runoff as well as the relation between the runoff from natural and artificial precipitations being ascertained on larger runoff areas measuring $3 \text{ m} \times 25 \text{ m}$ (Fig. 6, 7). This will help to obtain the necessary foundations for the determination of the magnitude of the critical runoff for the design of erosion control of agricultural land.



Fig. 6 — Equipment of the runoff areas $3\text{ m} \times 25\text{ m}$.

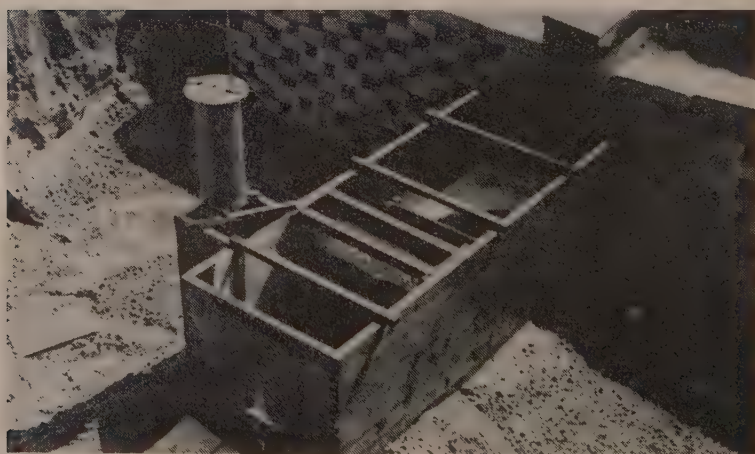


Fig. 7 — Flume for the measuring of runoff.

LITERATURE

- DVOŘÁK J.: Bestimmung des Oberflächenabflusses von geneigten Bodenflächen, *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 1959, No 4.
- DVOŘÁK J.-HOLÝ M.: Optimum intensity of spray irrigation, ICID, 4th Congress, Madrid 1960.
- DVOŘÁK J.-HOLÝ M.: Some questions of water erosion in Czechoslovakia, *Assemblée générale de Toronto, AIHS*, 1957, T. I.
- DVOŘÁK J. Zjišťování vsakovací schopnosti půdy pomocí vsakovacích válců (Determination of infiltration capacity of soil by means of infiltration cylinders), *Vodní hospodářství, Praha* 1957, No 8.
- KOSTJAKOV A. N.: Osnovy melioracij, Selchozgiz, Moskva 1951.
- MEZENCEV V. S.: K teorii formirovanija poverchnostnogo livneвого stoka so sklonov, *Meteorologija i gidrologija*, 1948, No 3.
- Praktikum fytocenologie, ekologie, klimatologie a půdoznalství, ČSAZV, Praha 1954.
- VÁŠA J.: Stanovení půdních hydrokonstant, (Determination of soil moisture constants), *Vodní hospodářství, Praha* 1959, No 3.
- WEBER H.: Massnahmen zur Bekämpfung und Verhütung der Bodenerosion durch Wasser, *Mitteilungen aus dem Institut für Raumforschung*, No 20: Bodenabtrag und Bodenschutz.

CONTRIBUTION A L'ETUDE DU DEGRE D'EROSION DES SOLS CONSTITUANT LES BASSINS VERSANTS DES COURS D'EAU ITALIENS

T. GAZZOLO et G. BASSI

RÉSUMÉ

Après avoir mentionné quelques données sur les précipitations en Italie et après avoir examiné brièvement l'aspect géologique des terrains selon leur possibilité d'érosion on expose les données du transport solide en suspension observées en 70 stations de relèvement, dont 67 sur la péninsule et 3 dans les îles, en Sicile et en Sardaigne. Après avoir reporté sur un diagramme à l'échelle logarithmique les pourcentages des terrains à faible érosion et les données relevées exprimées en m^3/Km^2 , on a individualisé entre la bande limitée par des points de représentation ainsi obtenus, la droite médiane qui caractérise, en principe, l'érosion en Italie.

Malgré le manque d'uniformité des périodes d'observation et l'irrégulière distribution territoriale des dites stations, il a été, en outre, possible de tracer une carte des lignes d'égale érosion progressive moyenne annuelles en mm.

SUMMARY

Records of suspended silt have been observed at 70 stations, 67 are situated in the peninsula and 3 are in Sicily and Sardinia.

A study has been carried out on erosion by examining the rainfall and the soil geology. The percentage of soils subject to erosion and the silt records in cubic meter per square kilometer have been plotted on a logarithmic graph. An average straight line has been fixed within the band of the plotted points. This line roughly represents the possible erosion in Italy.

In spite of the differences in the observation periods and the irregular distribution in the survey network it has been possible to draw a map with lines showing the average yearly erosion possible in mm. of soil.

Une enquête ayant pour but la connaissance globale des transformations lentes mais toutefois importantes que produit dans l'aspect physique de la péninsule le processus de l'érosion causée par l'action des eaux fluviales et nivales, a besoin naturellement d'une plus ample variété de connaissances, surtout de nature expérimentale, pouvant surpasser largement les acquisitions sur cette question, déterminées presque uniquement par les résultats obtenus au moyen d'un réseau assez dense de stations turbidimétriques.

On peut en effet affirmer sûrement, que l'on manque de certains renseignements sur ce qui concerne le paramètre fondamental des conséquences du phénomène d'érosion qui est constitué par le transport solide par charriage sur le fond.

Selon ce qui a été mis en évidence plus loin ⁽¹⁾, les seuls relevés bien fondés de ce genre ont été en effet effectués dans l'Emilie : ceux-ci montrent tout-au-moins sur un secteur de territoire relativement limité, une gamme de mutations, dépendant de la variable incidence, lorsqu'elle n'est pas combinée, des facteurs de consistance et de l'aspect tectonique du sol, du régime pluvial et fluvial, de la couche végétale et de la pente ⁽²⁾.

(1) T. GAZZOLO, L'incidence du degré d'érosion des sols constituant les bassins versants sur le transport des eaux dans les régions de l'Emilie et de la Romagne (*Journal du Génie Civil* — Février 1960).

(2) M. GIANDOTTI, Constitution à l'étude de l'entraînement des matériaux dans le lit des torrents (*Annales T.P.* 1929).

D. BUBANI, Bassins versants des rivières Lamone, Senio et Marzeno en amont de la voie Emilienne (*L'Acqua* 1931).

G. MONTANARI, Données sur le charriage de matériau solide dans certains torrents de montagne de l'Aspennin de l'Emilie et Romagne (*Annales T.P.* 1939 Vol. V).

La tentative que nous voulons effectuer pour l'achèvement de cette brève étude, fournira une première connaissance, même largement approximative, de la valeur variable quantitative des phénomènes de l'érosion sur le sol national, ne peut être statistiquement affronté que dans le secteur du transport solide, là où l'ampleur des données de nature expérimentale est passable : ceci malgré les évidentes désharmonies dues à la densité variable du réseau des observations et les diverses références chronologiques.

Toutefois, avant de commencer l'examen de l'ensemble des données en question, lesquelles ressortent des relèvements effectués par le Service Hydrographique italien, et avant d'établir la grandeur variable par rapport aux éléments caractéristiques fondamentaux, il semble opportun de fournir quelque brève observation sur les principaux facteurs physiques de l'ambiant.

En faisant abstraction, vu le caractère synthétique du sujet, des facteurs qui concourent directement la température et le degré d'hygroscopicité auxquels sont liés de nombreux phénomènes de dégradation des montagnes, on doit rappeler que les régimes pluviométriques dominants en Italie peuvent être résumés aux quatre types fondamentaux suivants :

- a) *Continental alpin*, avec un maximum en été et un minimum en hiver
- b) *Sous-littoral alpin*, avec des maxima (presqu'égaux) au printemps et en automne, minimum principal en hiver et minimum secondaire en été
- c) *Sous-littoral des Apennins*, avec des maxima en automne (principales) et au printemps (secondaires) et minima en été (principal) et en hiver (secondaires)
- d) *Maritime*, avec des maxima en été et minima en hiver.

Cependant sur les facteurs quantitatifs du phénomène à l'étude, plus que la moyenne concentration des pluies annuelles, la valeur absolue des pluies est la plus importante.

Ces précipitations — selon ce qui apparaît sur la carte à l'échelle 1/100.000 pendant les 30 années (1921-50) récemment publiée par les soins du Service Hydrographique Central du Ministère de Travaux Publics (1) — passent des valeurs moyennes annuelles comprises entre 1500 et 2000 mm(2) dans la zone des lacs préalpins piémontais et lombards, sur les Alpes Pennines, Carniques le long de la crête des Apennins de la Ligurie — Toscane et Emilie, sur les pentes de la Calabre, jusqu'à des hauteurs qui, sur le Tavolière (plaine) des Pouilles, sur la zone côtière proche de Tarente, et sur la plaine de Catane et sur celle de Cagliari descendent même au dessous de 500 mm.

Le régime fluvial suit normalement celui des précipitations, sauf dans les zones des Alpes et des Apennins les plus élevées — là les précipitations mêmes se transforment en neige et en glace ce qui produit une allure de l'état de l'eau quelquefois fortement déphasé par rapport à l'état pluviométrique.

En examinant l'aspect géolithologique de la péninsule on remarque que, comme il reste il est bien connu, les formations plus compactes à structures souvent cristallines, s'identifient avec les hauteurs de la zone alpine, sur certaines portions des Apennins, sur la plupart des montagnes occidentales de la Sardaigne et avec les monts Apennins et l'Etna en Sicile.

Les structures moins compactes et par conséquent susceptibles d'amples procédés érosifs se rencontrent en général dans l'Italie péninsulaire, surtout en correspondance de couche de l'inter-crétacé dominés par des argiles écaillées et sur les couches supérieures du pliocène.

(1) P. FROSINI, Carte des précipitations moyennes annuelles en Italie dans la période de 1921 à 1950.

(2) P. FROSINI, Dans une étroite zone des préAlpes piémontaises sur la droite du lac majeur dans le Frioul et dans les Alpes Apuanes les 2500 mm sont souvent dépassés.

Pour synthétiser la situation et pour rendre par conséquent possible — entre les limites d'orientation citées — la réalisation d'une carte sommaire de la quantité annuelle du transport trouble indiquée en mm, on a dessiné la représentation chorographique de la fig. 1; cette carte pour ce qui concerne le territoire national et par simplicité a été divisée en trois zones distinctes, en suivant les indications synthétiques des notes géologiques précédentes :

- a) — terrains décidément propres à l'érosion
- b) — terrains à semi-érosion
- c) — terrains à faible érosion

A la suite de constatations planimétriques effectuées sur la carte lithologique à l'échelle 1/200.000 qui en est dérivée, on a remarqué la subdivision suivante de la superficie totale d'érosion sur le sol italien ⁽¹⁾ :

a) — terrains décidément propres à l'érosion	141.000 km ²
b) — terrains à semi-érosion	46.000 km ²
c) — terrains à faible érosion	57.000 km ²
Total	244.000 km ²

Dans le but d'avoir un cadre complet de la situation du pays, il faudrait aussi traiter diffusément de la surface intéressée par les forêts de diverse nature ainsi que du paramètre très important constitué par les indices de pente.

Cependant la nature et la brièveté de l'enquête ne le permettent pas : on doit donc se limiter à rappeler que, alors que dans l'Italie péninsulaire proprement dite on a en prévalence des montagnes avec une pente inférieure à cette valeur de 35 % qui désigne, en général, la limite entre les terrains cultivables et les terrains non susceptibles aux cultures agricoles, sur l'arc alpin, par contre, dominent les structures avec un indice de pente beaucoup plus élevé de cette limite; en outre les surfaces boisées, celles des prairies et des prairies pour pâturages permanents occupent, de leur côté des étendues correspondant aux pourcentages suivants par rapport aux surfaces agraires et forestières, soit 28.528.640 hectares.

— surface boisée et châtaigniers	17,9 %
— surface à pâturages permanents	14,5 %
— surface à prairies — pâturages permanents	1,3 %

Le matériel d'observation, à disposition intéresse 70 stations de relèvement de la turbidité : celles-ci sont au nombre de 67 dans la péninsule et 3 dans les îles principales, Sicile et Sardaigne.

Le réseau de ces centres d'observation systématique n'est pas cependant uniformément réparti, car il présente une densité assez majeure dans l'Italie Septentrionale (bassins padans, vénitiens et éмилиens, du Reno à la Conca 44 stations au total) plutôt que dans l'Italie péninsulaire proprement dite et dans les îles. Les données chronologiques en outre, selon ce que nous avons déjà fait remarquer, sont souvent différentes; il ne paraît pas possible, en ligne pratique, de les transporter sur un plan de référence identique.

⁽¹⁾ La valeur totale déterminée lorsqu'on considère le fait que cette valeur comprend les îles et en outre les grands dépôts morainiques et en terrains du néogène, inférieur à faible pente des plaines padanes supérieures, comme terrains sujets à la dégradation résulte, suffisamment en ligne avec la valeur de 173.000 km² environ généralement considérée comme celle qui contribue à l'érosion.

TABLE 1

Observations sur le transport solide effectuées dans la période comprise entre 1929 et 1957-1958 sur le territoire national (Italie continentale et îles)

N ^o d'ordre	Bassin et Station	Période de fonctionnement	Années de fonction- nement	Superficie du bassin km ²	Altitude moyenne h.s.m.	Transport solide		Profon- deur annuelle de l'érosion en mm
						t/km ²	m ³ /km ²	
A) <i>Bacini con foce al litorale adriatico fra Isonzo e Adige</i>								
1	TAGLIAMENTO Pioverno	1936 ÷ 1942	7	1.933	1.164	314,—	116,—	0,12
2	PIAVE							
3	Segusino BRENTA	1929 ÷ 1935	7	3.333	1.343	125,8	47,—	0,05
4	Bassano ADIGE	1929 ÷ 1940	12	1.567	1.256	114,2	42,—	0,04
5	Trento ADIGE	1932 ÷ 1942	12	9.763	1.735	170,2	63,—	0,06
6	Pescantina ADIGE	1936 e 1942	2	10.954	1.630	107,—	40,—	0,04
	Boara Pisani	1929 ÷ 1936 e 1942	9	11.954	1.535	91,2	34,—	0,03

B) *Bacini tributanti al Po e versanti nel mare Adriatico*

7	ADDA	Fuentes	1957	1	2.598	1.844	152,—	56,—	0,06
8	DORA BALTEA	Tavagnasco	1933 ÷ 1941	9	3.313	2.080	366,—	135,—	0,13
9	TANARO	Nucetto	1936 ÷ 1942	7	375	1.227	177,—	66,—	0,07
10	TANARO	Clavesana	1935 ÷ 1941	7	1.496	950	260,—	96,—	0,10
11	TANARO	Montecastello	1934 ÷ 1941 e 1957	9	7.895	663	325,3	120,—	0,12
12	SCRIVIA	Isola del Cantone	1931 ÷ 1935	5	214	675	199,—	74,—	0,07
13	SCRIVIA	Serravalle	1931 ÷ 1935	5	605	695	94,4	35,—	0,03
14	TREBBIA	Due Ponti	1934 ÷ 1935	2	77	958	1.710,—	633,—	0,63
15	TREBBIA	Valsigiara	1930 ÷ 1935	6	226	953	462,—	171,—	0,17
16	TREBBIA	S. Salvatore	1929 ÷ 1932 e 1934	5	631	945	323,—	120,—	0,12
17	TARO	Piane Carniglia	1934 ÷ 1935	2	90	970	510,—	189,—	0,19
18	TARO	S. Quirico	1924 ÷ 1935	12	1.476	660	1.170,—	433,—	0,43
19	PARMA	Baganzola	1924 ÷ 1943	20	618	650	1.303,7	482,—	0,48
20	ENZA	Sorbolo	1924 ÷ 25 e 1927 ÷ 35	11	670	620	2.500,—	795,—	0,80

TABLE 1 (Suite)

N° d'ordre	Bassin et Station	Période de fonctionnement	Années de fonction- nement	Superficie du bassin km ²	Altitude moyenne h.s.m.	Transport solide		Profon- deur annuelle de l'érosion en mm
						t/km ²	m ³ /km ²	
21	SECCHIA	1924 ÷ 25 e 1927 ÷ 35	11	1.292	606	2.000,—	742,—	0,74
22	P. Bacchello							
23	PANARO	1924 ÷ 35 e 1956	13	1.036	662	1.975,—	756,—	0,76
	Bomporto							
24	P O	1933 ÷ 43, 45 ÷ 52 e 56 ÷ 57	21	4.485	950	80,7	30,—	0,03
	Meirano							
25	P O	1936 ÷ 1939	4	13.940	—	41,7	15,—	0,02
	Casale Monferrato							
26	P O	1957	1	36.770	—	241,—	89,—	0,09
	Becca							
27	P O	1924 ÷ 43 e 1956 ÷ 57	22	42.030	—	248,4	96,—	0,10
	Piacenza							
28	P O	1928 ÷ 1941	14	53.460	—	347,2	128,—	0,13
	Casalmaggiore							
	P O	1918 ÷ 43 e 1956 ÷ 58	29	70.091	—	222,7	83,—	0,08
	Pontelagoscuro							
C) <i>Bacini con foce al litorale tirrenico dal Roja al Magra</i>								
29	MAGRA	1957 ÷ 1958	2	939	612	353,8	131,—	0,13
	Calamazza							

D) *Bacini con foce al litorale adriatico fra Reno e Tronto*

30	RENO	Pracchia	1939 ÷ 1943	5	40,9	890	332,—	123,—	0,12
31	RENO	Calvenzano	1939—1941—1942	3	581	735	907,—	336,—	0,34
32	RENO	Casalecchio	1939 ÷ 42, 1947 ÷ 53, 1955 ÷ 57	14	1.051	639	1.237,—	458,—	0,46
33	RENO	Passo Gallo	1934 ÷ 1942	9	1.562	491	1.351,—	500,—	0,50
34	IDICE (Reno)	Castenaso	1933 ÷ 36, 1939 ÷ 40, 1942 ÷ 43	8	397	430	2.398,—	888,—	0,89
35	SENIO (Reno)	Castelbolognese	1951 ÷ 1957	7	269	438	974,—	360,—	0,36
36	LAMONE	Sarna	1933 ÷ 1940	8	263	511	1.560,—	578,—	0,58
37	LAMONE	Grattacoppa	1938 ÷ 40, 1942, 1948 ÷ 52	9	522	439	2.414,—	895,—	0,90
38	SAVIO	Mercato Saraceno	1933 ÷ 1936	4	361	597	2.992,—	1.112,—	1,11
39	SAVIO	San Vittore	1950 ÷ 1957	8	597	525	2.111,—	782,—	0,78
40	MARECCHIA	Pietracuta	1940 ÷ 1941	2	357	685	4.566,—	1.691,—	1,69
41	FOGLIA	Montecchio	1937 ÷ 42 e 1946 ÷ 48	9	603	384	1.957,—	725,—	0,73
42	METAURO	Barco di Bellaguardia	1948 ÷ 1949	2	1.045	560	869,—	322,—	0,32

TABLE 1 (Suite)

N° d'ordre	Bassin et Station	Période de fonctionnement	Années de fonctionnement	Superficie du bassin km ²	Altitude moyenne h.s.m.	Transport solide		Profondeur annuelle de l'érosion en mm
						t/km ²	m ³ /km ²	
43	CHIANTI Belforte	1948 ÷ 1949	2	583	825	97,4	36,—	0,04
44	TRONTO Tolignano di Marino	1938 ÷ 42, 1947 ÷ 50, 1953 ÷ 57	11	911	959	831,—	308,—	0,31
E) <i>Bacini con foce al litorale tirrenico fra Magra e Fiora</i>								
45	CANALE CHIANA P. te F. S. Roma-Firenze	1938 ÷ 42 e 1954 ÷ 56	8	1.272	409	84,9	31,—	0,03
46	ARNO P. Romito	1953 ÷ 1955	3	2.347	457	93,3	34,—	0,03
47	ARNO Nave di Rosano	1953 ÷ 1956	4	4.083	450	304,—	112,—	0,11
48	ARNO S. Giovanni alla Vena	1936 ÷ 42 e 1945 ÷ 58	12	8.186	330	249,—	93,—	0,09
49	ORCIA Stazione F. S. M. Amiata	1953 ÷ 1956	4	580	445	2.850,—	1.055,—	1,05
50	OMBRONE Sasso d'Ombrone	1953 ÷ 1958	6	2.657	346	494,—	183,—	0,18

F) *Bacini con foce al litorale tirrenico fra Fiora e Lago di Fondi*

51	TEVERE Corbara	1949 ÷ 1957	9	6.075	446	263,—	97,—	0,10
52	TEVERE Roma	1933 ÷ 46 e 1949 ÷ 58	24	16.545	524	369,7	137,—	0,14

G) *Bacini con foce al litorale adriatico dal Salinello al Fortore*

53	PESCARA S. Teresa	1928 ÷ 30, 1937 ÷ 38, 42, 43 ÷ 58	17	3.125	940	278,—	103,—	0,10
54	TRIGNO Tivento	1931 ÷ 38 e 1940 ÷ 42	11	544	850	779,—	289,—	0,29
55	FORTORE P. Casale	1933 ÷ 42 e 1952 ÷ 56	15	1.126	556	1.550,—	574,—	0,57

H) *Bacini con foce al litorale adriatico dal Garigliano al Bussento*

56	VOLTURNO Amorosi	1957 ÷ 1958	2	2.015	540	375,5	139,—	0,14
57	CALORE IRPINO P. Casalduni	1951 ÷ 1958	2	2.800	530	1.515,—	561,—	0,56

I) *Bacini con foce al litorale adriatico e jonico dal Candelaro al Lato*

58	ATELLA P. Sotto Atella	1952 ÷ 1957	6	158	813	732,—	271,—	0,27
59	OFANTO Monteverde	1956 ÷ 1957	2	1.023	657	1.840,—	682,—	0,68
60	OFANTO Rocchetta S. Antonio S.	1933 ÷ 42 e 1951 ÷ 52	12	1.120	640	680,—	252,—	0,25
61	ARCIDIACONATA Ponte Rapolla	1953 ÷ 1955	3	124	530	1.590,—	586,—	0,59
62	VENOSA Ponte S. Angelo	1953 ÷ 1957	5	261	502	636,—	236,—	0,24

TABLE 1 (Suite)

N° d'ordre	Bassin et Station	Période de fonctionnement	Années de fonction- nement	Superficie de bassin km ²	Altitude moyenne h.s.m.	Transport solide		Profon- deur annuelle de l'érosion en mm
						t/km ²	m ³ /km ²	
63	OFANTO S. Samuele di Cafero	1935 ÷ 39, 41 ÷ 42, 51 ÷ 52, 56 ÷ 58	12	2.716	454	708,—	262,—	0,26
L) Bacini con foce al litorale jonico e tirrenico dal Bradano al Lao								
64	BRADANO Tavole Palatine	1933 ÷ 42, 1948, 1956 ÷ 58	14	2.743	407	943,—	350,—	0,35
65	SINNI Valsinni	1938 ÷ 42 e 1953 ÷ 56	9	1.142	752	1.870,—	692,—	0,69
66	CRATI Conca	1933 ÷ 35, 37 ÷ 42, 47 ÷ 48, 50 ÷ 58	20	1.332	664	1.048,5	388,—	0,39
67	LESE Schiena d'Asino	1953 ÷ 1956	4	60	1.120	133,—	49,—	0,05

68	GELA	M) <i>Bacini con foce al litorale della Sicilia</i>					
		1935 ÷ 1942	8	278	479	561,—	208,—
69	SIMETO Giarretta	1936 ÷ 42 e 1957 ÷ 58	9	1.832	793	2.710,—	1.000,—
							0,21
70	FLUMENDOSA M. Scrocca	N) <i>Bacini con foce al litorale della Sardegna</i>					
		1957	1	1.011	741	152,—	56,—
							0,06

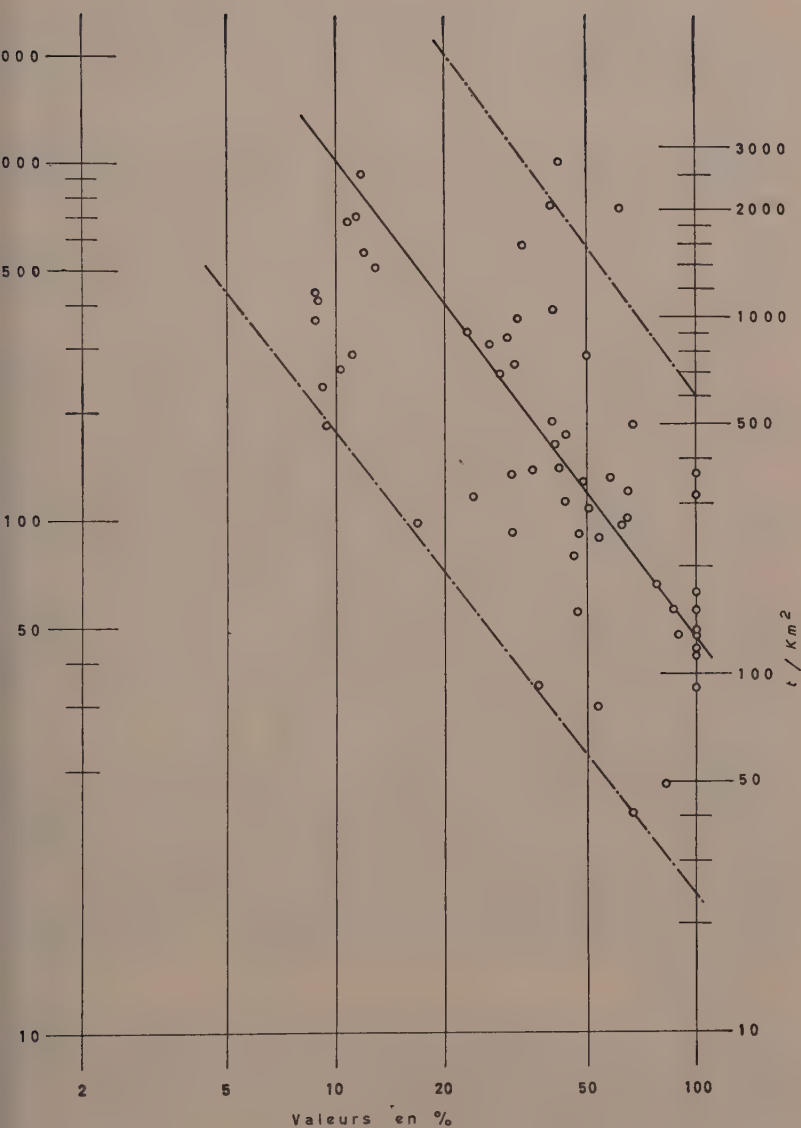


Fig. 2

L'excessive brièveté de certains enregistrements grave ensuite sur la possibilité comparaisons dans les secteurs des valeurs moyennes présumées.

Malgré ces éléments d'incertitude il semble toutefois possible étant donné la orientation particulièrement d'orientation de l'enquête, de tirer des dites données expérimentales les valeurs index propres à pouvoir encadrer la situation moyennant l'aide nécessaires références lithologiques, sous l'aspect particulier fixé en précédence.

Les valeurs unitaires du transport trouble observées en t/km^2 traduites en valeurs analogues en m^3/km^2 et enfin en mm, moyennant l'adoption d'un poids spécifique moyen, pour un matériel desséché à 110°, de 2500 kg par m^3 — montrent une gamme de situations assez étendue, par rapport au muable sens quantitatif des paramètres fondamentaux cités.

Il faut cependant mettre particulièrement en évidence que les observations systématiques considérées concernent le transport solide en un point déterminé de chaque cours d'eau à l'étude et concernent par conséquent la résultante des influences variables des dits paramètres sur cette même section fluviale.

Dans le but de recueillir des éléments d'orientation pour combler les lacunes dérivant de la distribution disponible et au manque de densité des réseaux d'observation, on a reporté sur le graphique à échelle logarithmique de la fig. 2, par rapport au pourcentage des terrains à faible érosion, les diverses données relevées exprimées en t/km^2 et en m^3/km^2 .

La ligne médiane qui représente la fonction qui relie les paramètres en question oscille entre les valeurs de 2000 m^3/km^2 par an environ pour des pourcentages de l'ordre de 6-7 % des formations du type considéré, à des valeurs de 47,50 m^3/km^2 par an pour les terrains à faible érosion dans leur ensemble.

L'enquête en outre a rendu indispensable la répartition, en nous basant sur la carte lithologique rappelée ci-dessus, de la surface appartenant à chacun des 70 bassins versants considérés. — Les données des surfaces qui en dérivent sont rapportées exprimées en valeur absolue et en valeur de pourcentage, dans le tableau 2.

De l'examen de celui-ci on remarque que, par rapport à la situation présentée précédemment, les cours d'eau ayant leur origine sur le cercle alpin, sur la partie du bastion des Appennins formé par des arénaires compactes de l'éocène inférieur, par des calcaires sub-cristallins mésozoïques et parfois encore par de fortes couches de nature volcanique et d'origine paléozoïques (Aspromonte) et sur la partie géologiquement plus ancienne de la Sardaigne, présentent des coefficients d'érosion moyen par an rarement majeurs de 0.10 mm.

Les sections fluviales considérées des cours d'eau s'écoulant dans l'Adriatique et qui se trouvent dans les parties moyennes ou terminales des tronçons de l'Apennin de l'Emilie et de la Romagne, des Marches et des Pouilles, ainsi que les sections qui se trouvent dans une position analogue de certains bassins versants débouchants dans la mer Tyrrhénienne et dans la mer Ionienne, présentent par contre — conformément aux faibles structures lithologiques des couches qui les dominent (argiles écaillée, calcaires marneux, etc.), au manque presque général de zones boisées et de prairies et par contre à la large présence de zones labourables — des valeurs d'érosion annuelles supérieures à 1/2 mm et même 1 mm sur les bassins du Savio, de la Marecchia et de l'Ombrone.

En nous basant sur les indications fournies par les deux tableaux précédemment cités et avec la guide de la représentation lithologique indiquée dans la fig. 1, nous avons tracé, en nous bornant à la quote-part du processus de l'ablation qui domine au transport trouble, la carte des lignes d'égale érosion progressive, moyenne et annuelle en mm, indiquées dans la fig. 3.

Le manque déjà prévu d'une distribution uniforme des stations turbidimétriques prise à l'examen, leur nombre absolu limité et en outre les différences chronologiques entre les éphémérides relatives, n'ont évidemment pas permis l'élaboration d'une représentation cartographique de cette nature exempte de défauts.

Entre les limites fixées « à priori » on peut considérer cependant que malgré quelque imperfection ou lacune, d'avoir fait un ouvrage utile, qui consent toujours de saisir d'une façon panoramique l'ensemble du fait physico-chimique à l'étude.

Le fait que presque 47.000 km^2 déversent leur eau dans des lacs naturels et dans

Répartition des types lithologiques existants dans les bassins versants relatifs aux tronçons fluviaux observés selon leur degré de dégradation et d'érosion.

N° d'ordre	Bassin et Station	Superficie du bassin						
		Total km²	érosion		demi-érosion		faible érosion	
			km²	%	km²	%	km²	%
A) Bacini con foce al litorale adriatico fra Isonzo e Adige								
1	TAGLIAMENTO Pioverno	1933	—	—	—	1933	100,0	
2	PIAVE	3333	—	—	342	2991	89,7	
3	BRENTA Segusino		—	—				10,3
4	ADIGE Bassano	1567	—	—	—	1567	100,0	
5	ADIGE Trento	9673	—	—	—	9673	100,0	
6	ADIGE Pescantina	10954	64	0,0	—	10890	100,0	
	ADIGE Boara Pisani	11954	192	0,0	—	11434	100,0	

B) *Bacini tributanti al Po e versanti nel mare Adriatico*

7	ADDA	2598	—	—	—	2598	100,0
8	Fuentes DORA BALTEA Tavagnasco	3313	—	—	—	3313	100,0
9	TANARO Nucetto	375	—	—	85	290	77,3
10	TANARO Clavesana	1496	263	17,6	304	929	62,1
11	TANARO Montecastello	7895 ⁽¹⁾	1777	22,5	3178	2418	30,6
12	SCRIVIA Isola del Cantone	214	80	37,4	134	—	—
13	SCRIVIA Serravalle	605	94	15,5	511	—	—
14	TREBBIA Due Ponti	77	46	59,7	31	—	—
15	TREBBIA Valsigiara	226	158	69,9	68	—	—
16	TREBBIA S. Salvatore	631	383	60,7	97	151	23,9
17	TARO Piane Carniglia	90	—	—	90	—	—
18	TARO S. Quirico	1476 ⁽²⁾	752	50,9	372	130	8,8
19	PARMA Baganzola	613 ⁽³⁾	267	43,2	251	—	—

(1) La superficie de km² 522 se rapporte aux terrains alluviaux.

(2) La superficie de km² 222 se rapporte aux terrains alluviaux.

TABLE 2 (Suite)

N° d'ordre	Bassin et Station	Superficie du bassin						
		Total km²	érosion		demi-érosion		faible érosion	
			km²	%	km²	%	km²	%
20	ENZA	670	388	57,9	204	30,4	78	11,7
21	Sorbolo							
22	SECCHIA	1292	396	30,7	333	25,8	563	43,5
	P. Bacchello							
23	PANARO	1036	470	45,3	155	15,0	411	39,7
	Bomporto							
24	P O	4485 ⁽¹⁾	1302	29,0	33	0,0	2394	53,4
	Meirano							
25	P O	13940 ⁽²⁾	2799	20,1	256	1,8	9328	66,9
	Casalemonferrato							
26	P O	36770 ⁽³⁾	7774	21,1	4199	11,4	19828	53,9
	Becca							
	Piacenza	42030 ⁽⁴⁾	11346	27,0	4995	11,9	19979	47,5

(1) La superficie de Km² 756 se rapporte aux terrains alluviaux.(2) La superficie de Km² 1557 se rapporte aux terrains alluviaux.(3) La superficie de Km² 4969 se rapporte aux terrains alluviaux.(4) La superficie de Km² 5710 se rapporte aux terrains alluviaux.

27	P O	Casalmaggiore
28	P O	Pontelagoscuro

C) Bacini con foce al litorale tirrenico dal Roja al Magra

29	MAGRA	Calamazza	53460 ⁽¹⁾	14051	26,3	5646	10,6	25949	48,6
			70091 ⁽²⁾	18941	27,0	6482	9,2	32181	45,9
			939	144	15,3	254	27,0	541	57,7

D) Bacini con foce al litorale adriatico fra Reno e Tronto

30	RENO	Pracchia	40,9	—	—	—	—	40,9	100,0
31	RENO	Calvenzano	581	195	33,8	88	15,1	298	51,3
32	RENO	Casalecchio	1051	340	32,4	251	23,9	460	43,7
33	RENO	Passo Gallo	1562	620	39,7	309	19,8	633	40,5
34	IDICE	Castenaso	397	200	50,4	91	22,9	106	26,7
35	SENIO	Castelbolognese	269	68	25,3	157	58,4	44	16,3
36	LAMONE	Sarna	261	21	8,0	136	52,1	104	39,9
37	LAMONE	Grattacoppa	522	111	21,2	290	55,6	121	23,2
38	SAVIO	Mercato Saraceno	361	102	28,3	143	39,6	116	32,1

(1) La superficie de Km² 7814 se rapporte aux terrains alluviaux.

N ^o d'ordre	Bassin et Station	Superficie du bassin							
		Total km ²	érosion		demi-érosion		faible érosion		
			km ²	%	km ²	%	km ²	%	
39	SAVIO	597	275	46,0	143	24,0	178	30,0	
40	S. Vittore MARECCHIA	357	203	56,9	108	30,3	46	12,8	
41	Pietracuta FOGLIA	603	159	26,4	272	45,0	172	28,6	
42	Montecchio METAURO	1045	204	14,5	260	18,5	941	67,0	
43	Barco di Bellaguardia CHIANTI	583	23	4,0	79	13,6	481	82,4	
44	Belforte TRONTO	911	47	5,2	273	30,0	591	64,8	
	Tolignano di Marino								
45	CANALE CHIANA P. te F. S. Roma-Firenze	1272 ⁽¹⁾	516	40,6	392	30,8	87	6,8	

E) *Bacini con foce al litorale tirrenico fra Magra e Fiora*

E) *Bacini con foce al litorale tirrenico fra Magra e Fiora*

(1) La superficie de km² 277 se rapporte aux terrains alluviaux.

46	ARNO	Ponte Romito	2347 ⁽¹⁾	644	27,4	424	18,1	867	36,7
47	ARNO	Nave di Rosano	4083 ⁽²⁾	1305	32,0	479	11,7	1759	43,1
48	ARNO	S. Giovanni alla Vena	8186 ⁽³⁾	2942	35,9	1429	17,5	2527	30,9
49	ORCIA	Stazione F. S. M. Amiata	580	368	63,4	161	27,7	51	8,9
50	OMBRONE	Sasso d'Ombrone	2657	1099	41,4	1308	49,2	250	9,4
F) Bacini con foce al litorale tirrenico fra Fiora e Lago di Fondi									
51	TEVERE	Corbara	6075 ⁽⁴⁾	1752	28,8	1706	28,1	1661	27,3
52	TEVERE	Roma	16545 ⁽⁵⁾	4393	26,5	3122	18,9	7580	45,8
G) Bacini con foce al litorale adriatico dal Salinello al Fortore									
53	PESCARA	S. Teresa	3125 ⁽⁶⁾	280	9,0	452	14,5	1996	63,9
54	TRIGNO	Trivento	544	—	—	274	50,4	270	49,6
55	FORTORE	P. Casale	1126	93	8,3	1033	91,7	—	—

- (1) La superficie de km² 418 se rapporte aux terrains alluviaux.
 (2) La superficie de km² 540 se rapporte aux terrains alluviaux.
 (3) La superficie de km² 1288 se rapporte aux terrains alluviaux.
 (4) La superficie de km² 956 se rapporte aux terrains alluviaux.
 (5) La superficie de km² 1450 se rapporte aux terrains alluviaux.
 (6) La superficie de km² 1450 se rapporte aux terrains alluviaux.

N° d'ordre	Bassin et Station	Superficie du bassin					
		Total Km²	érosion		demi-érosion		faible érosion
			Km²	%	km²	%	
H) Bacini con foce al litorale tirrenico dal Garigliano al Bussento							
56	VOLTURNO						
57	Amorosi	2015	308	15,3	519	25,8	1188
	CALORE IRPINO						58,9
	P. Casalduni	2800	687	24,5	1897	67,8	216
							7,7
I) Bacini con foce al litorale adriatico e jonico dal Candellaro al Lato							
58	ATELLA						
59	Ponte sotto Atella	158	—	—	108	68,4	50
	OFANTO						31,6
60	Monteverde	1023	223	21,8	689	67,4	111
	OFANTO						10,8
61	Rocchetta S. Antonio	1120	228	20,4	768	68,5	124
	ARCIDIACONATA						11,1
62	P. te Rapolla	124	—	—	83	66,9	41
	VENOSA						33,1
63	P. te S. Angelo	261	237	90,8	—	—	24
	OFANTO						9,2
	S. Samuele di Cafero	2716 ⁽¹⁾	1154	42,5	1031	38,0	278
							10,2

(1) La superficie de Km² 253 se rapporte aux terrains alluviaux.

L) *Bacini con foce al litorale jonico e tirrenico dal Bradano al Lao*

64	BRADANO	2743 ⁽¹⁾	1989	72,5	153	5,6	243	8,8
	Tavole Palatine							
65	SINNI	1142	899	78,7	112	9,8	131	11,5
	Valsinni							
66	CRATI	1332 ⁽²⁾	488	36,6	80	6,0	666	50,0
	Conca							
67	LIESE	60	—	—	—	—	60	100,0
	Schiena d'Asino							
M) <i>Bacini con foce al litorale della Sicilia</i>								
68	GELA	278	278	100,0	—	—	—	—
	Dissucri							
69	SIMETO	1832 ⁽³⁾	1027	56,1	—	—	755	41,2
	Giarretta							
N) <i>Bacini con foce al litorale della Sardegna</i>								
70	FLUMENDOSA	1011	—	—	135	13,4	876	86,6
	M. Scrocca							

(1) La superficie de Km² 358 se rapporte aux terrains alluviaux.(2) La superficie de Km² 98 se rapporte aux terrains alluviaux.(3) La superficie de Km² 50 se rapporte aux terrains alluviaux.

réservoirs artificiels ne peut ne pas grever sur la limitation générale du transport des bassins padans en vénitiens, mais cependant pas d'une façon déterminante. Entre surtout en jeu la solidité des structures lithologiques liées, en général, à un revêtement protectif de couches végétales très denses.

Même dans l'Italie péninsulaire, à l'exception du versant de l'Emilie et des versants en dégradation, le versant des Pouilles devant le Gargano et de celui de la Romagne qui se déverse dans la mer Ionienne, il ne semblent pas qu'il existe, selon ce qui a déjà été cité, des chiffres d'érosion d'une certaine importance.

Les représentations graphiques indiquées pour la Sicile et pour la Sardaigne, en conséquence du manque extrême de données, ressentent des interpolations largement dépendant des situations lithologiques et pluviométriques; on peut considérer cependant, que pour ce qui concerne particulièrement la Sardaigne, ces données ne s'écartent pas en principe, trop différentes de la réalité.

Les index numériques déduits sont suffisamment en ligne avec la valeur moyenne générale de l'alluvion soit 413 t/km^2 (correspondant à environ $153 \text{ m}^3/\text{km}^2$ du matériel échoué à 110%, c'est-à-dire 0.15 mm d'érosion) individuée récemment par GIANDOTTI sur le territoire de la péninsule et pour une surface totale à l'étude de 86231 km^2 .

Ceci spécialement lorsqu'on tient compte de la large mesure de l'incidence sur la valeur unitaire de la valeur relativement basse du bassin du Po (260 t/km^2) du bassin contigu de l'Adige (163 t/km^2).

Si des index numériques cités, tels qu'ils résultent sur la carte en question, on compte de passer, tout au-moins sur un plan d'orientation, à ceux ayant rapport au processus général d'érosion, on est forcés d'avoir recours aux indications qui ressortent des études accomplies sur le phénomène de remplissage de certains lacs artificiels italiens et étrangers, ainsi ce que nous avons rappelé, sur les études effectuées par Giandotti, Montanari et Bubani, surtout sur le versant émilien des Apennins.

En harmonie avec les déductions d'une récente et analogue enquête effectuée sur les régions de l'Emilie et de la Romagne, on juge, en principe, de pouvoir considérer qu'elles équivalent à pas moins de 50 % de l'érosion totale le phénomène qui alimente le transport par charriage sur le fond des formations à faible érosion et à des pourcentages qui se réduisent à 30 % et jusqu'à 10-15 % le processus semblable sur des formations progressivement moins solides, c'est-à-dire les calcaires plus ou moins poudreux et les arénaires à structures grossières, les sables plus ou moins cimentés, les couches de nature volcanique en érosion, les argiles écaillées et enfin les argiles de texture plus labile du pliocène.

On remarque enfin que la situation générale prévue, compte tenu, selon Giandotti, d'un accroissement approximatif moyen, sur les sections fluviales d'extrémité, de 10 % du transport solide en raison du matériel charrié sur le fond, confirme celle admise pour certains cours d'eau indous, chinois et de l'Amérique du nord, où on a constaté un accroissement de l'index d'érosion globale moyenne variant, normalement de 1 à 0.10 mm .

Une enquête plus approfondie et plus digne de foi pourra être effectuée lorsque, après avoir augmenté le réseau des stations turbidimétriques, établi un réseau analogue de stations de contrôle du matériel déposé sur le fond, élargi le réseau des relevés sur les lacs naturels et artificiels, on pourra disposer d'un ensemble d'éléments propres à recueillir l'influence variable sur les index quantitatifs de tous les facteurs essentiels ci-dessus considérés.

BIBLIOGRAPHIE

- ROSINI, Contributi italiani allo studio del trasporto solido nei corsi d'acqua — Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, 1927.
GIANDOTTI, Contributo allo studio del trascinamento dei materiali nell'alveo dei torrenti, «Annali LL.PP.», 1929.

- M. VISENTINI, Depositi alluvionali in serbatoi italiani e trasporto solido fluviale «L'energia elettrica», fasc. X. 1939.
- G. MONTANARI, Notizie sul trascinamento di materiale solido in alcuni torrenti montani nell'Appennino Emiliano-Romagnolo, «Annali LL.PP.», 1939, fasc. 1.
- D. BUBANI, Bacini idrografici del fiume Lamone, Senio e Marzeno a monte della Via Emilia «L'Acqua», 1931.
- T. GAZZOLO, L'incidenza del grado di erodibilità dei terreni costituenti i bacini montani sul trasporto di corso nelle regioni emiliano-romagnolo-marchigiane (Giornale Genio Civile, Febbr. 1960).
- F. SENSIDONI, Il trasporto solido nei corsi d'acqua — alto bacino del Savio — Pubbl. 1 — Servizio Idrografico Italiano Roma, 1934.
- A. PICCOLI, L'interrimento del serbatoio di Molato (Tridone) nel periodo 1928-49, in «L'acqua», 1951.
- BASSI-BERNARDINI-PUPPINI-SACERDOTI, Coordinamento fra le opere idrauliche pianura e la bonifica montana, Roma, 1959.
- M. GIANDOTTI, Erosione del suolo nella penisola italiana per effetto delle acque correnti, in relazione alla bonifica ed al ripascimento delle spiagge «L'energia elettrica», 1959.
- I. BOGARDI, Some characteristic relations concerning suspended sediment transportation. — The Port Engineer (India), 1955.
— Transports hydraulique et décantation des matériaux solides — «Houille Blanche» Grenoble, 1952.
— Le problème de la sédimentation recueilli de la défense contre les inondations Nations Unies — Commissions économiques pour l'Asie et l'Extrême Orient New York, 1954.
- G. GEMAEHLING, R. GINOCCHIO, J. CHABERT, Comparaison entre les évaluations théoriques et expérimentales du débit solide dans le tiers central du Rhône «L'Association Internationale de recherches hydrauliques» Lisbonne, 1957.
- F. SACCO, L'Appennino settentrionale e centrale — Studio geologico sintetico, Torino 1904.
- R. SELLI, Il bacino del Metauro — Descrizione geologica risorse minerarie, idrologiche, Fano, 1954.
— Carte geologiche e note illustrative relative dell'Ufficio Geologico Italiano Roma.
— Ministero Lavori Pubblici — Servizio Idrografico «Annali Idrologici» parte.

LONG-TERM MEASUREMENTS OF RUN-OFF AND SOIL LOSS ON THREE TYPICAL SOILS OF GERMANY

LANGFRISTIGE MESSUNGEN VON ABLUSS UND ABTRAG AUF DREI TYPISCHEN BODEN DEUTSCHLANDS

H. KURON, GIESSEN

SUMMARY

There are reported for three soils, a loess soil, a slate soil, and a sandstone soil, the results of run-off and soil loss measurements gathered during 8, 6, or 5 year periods. The measurements were made on plots of equal size (16 sq. m.) and with equal slope (about 10 per cent). The results are discussed for individual years and put into relation to number and kind of rainfalls. From the total figures of soil loss, on the one hand, and the total figures of precipitation or run-off, on the other hand, for the respective measuring periods there are calculated for the three soils the following values: soil loss per mm. rainfall and soil loss per mm. run-off. These figures give directly a relative measure of the erodibility of the soils or of the transportation of soil material by surface flow. They agree fairly well with the results of former indirect calculations.

ZUSAMMENFASSUNG

Es wurden für drei Böden, einen Lössboden, einen Schieferverwitterungsboden und einen Sandsteinverwitterungsboden, die Ergebnisse von Abfluss- und Abtragsmessungen für Zeiträume von 8, 6 bzw. 5 Jahren mitgeteilt. Alle Messungen wurden auf Parzellen gleicher Grösse (16 m²) und gleichen Gefälles (um 10 %) ausgeführt. Die Messergebnisse werden für die einzelnen Jahre diskutiert und zu Zahl und Art der Regenfälle in Beziehung gesetzt. Aus den Gesamtwerten für Niederschlag bzw. Abfluss einerseits und Abtrag andererseits während der jeweiligen Messperioden werden folgende Kennwerte berechnet: Abtrag je mm Niederschlag bzw. Abtrag je mm Abfluss. Diese Werte geben unmittelbar ein Relativmass für die Erodierbarkeit der Böden bzw. für die Verlagerung der Bodenmasse mit dem oberflächlich abfliessenden Wasser. Die Übereinstimmung der Werte mit den Ergebnissen früherer indirekter Berechnungen ist befriedigend.

As mentioned in some earlier publications (¹, ², ³) the Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung, Justus Liebig-Universität, Giessen, is conducting since 1951 measurements of run-off and soil losses by water erosion. The aim of these investigations is to get quantitative values of the erodibility under moderate climatic conditions for soils, which are of greater importance in the agricultural regions of Germany. Measurements were made on the following soils:

- I. Loess loam on loess, since 1951,
- II. Moderately stony silt loam originating from slate, since 1953,
- III. Slightly stony, sandy silt loam originating from sandstone (Bunter Sandstein), since 1954.

All experiment installations were made in the same manner. The surface of each plot is 16 square meters, the length along the slope being 8 meters, the width 2 meters. All plots have nearly the same slope of about 10 per cent. Further details about the installations are already published (¹).

The mechanical composition of the fine earth of the soils (below 2 mm particle diameter) is given in table 1.

TABLE 1
Mechanical composition in per cent

Particle size mm	I	II	III
Below 0.002	24.9	25.3	6.9
0.002-0.06	62.9	54.1	45.9
0.06-0.2	11.5	6.2	25.7
0.2-2	0.7	14.4	21.5

The results for the plots without plant cover of each of the three experiment fields and for each year are given in table 2.

In column 2 of this table there are given for each year the respective numbers of rainfalls which caused a measurable run-off. Column 3 includes the total precipitation quantities of these rainfalls.

If we inspect first columns 6 and 7 which contain the results for total and relative run-off, we remark that these figures vary very widely both from year to year as from field to field. The run-off figures are of course strongly influenced by the quantities of precipitation. So we find the highest figures in column 6 for field I in 1951, 1955, and 1958, for field II in 1953, 1956, and 1957, and for field III in 1958. There is a striking discrepancy for field II in 1958, where precipitation is rather high (217.0 mm), but total run-off is only 4.7 mm. This is caused by a dense cover of small stone fragments on the surface of this plot, which had accumulated on it during the six years the plot was left without a plant cover. Much of the fine soil material between these stone fragments was already washed away, and the stone cover strongly reduced run-off by fostering infiltration.

Generally, as shown in column 7, the relative run-off behaves in a similar way. But there are also some differences. So, for instance, for field I in 1957, when the total precipitation was 31.0 mm, the total run-off 13.4 mm, while the relative run-off had his highest value for this plot, namely 43.2 per cent. Such peculiarities are partly caused by special qualities of individual rainfalls, as their intensity and precipitation quantity.

In order to find out such correlations we gave in columns 4 and 5 respectively the numbers of rainfalls above 0.3 mm per minute intensity, which furnished at the same time more than 10 mm. In a previous investigation ⁽⁴⁾ we found, that under the conditions prevailing in Germany such rainfalls caused strong run-off as well as considerable soil losses. An inspection of these figures and a comparison with the run-off values shows a good correlation. For field I high run-off figures in 1951 and 1955 are in agreement with great numbers of such heavy rainfalls, while in 1957 one such rainfall caused the high relative run-off. The same is true for field III from 1955 to 1958. It must be mentioned here, that the figures for field III in 1954 are quite untypical. The plot had been freshly prepared this year. The soil was very cloddy and porous and could not disintegrate and set, because the precipitation amount was very low this year. The rain water therefore infiltrated quickly.

As for field II, there is no clear correlation between the number of heavy rainfalls and run-off. Here, run-off is evidently more influenced by the quantity of precipitation or the total number of rainfalls. It seems, that even the moderate stone cover on the soil surface reduced the influence of rainfall intensity, particularly of rain-drop impact.

It will be observed, on the other hand, that in some cases, for instance for field in 1952 and 1953, higher numbers of heavy rainfalls caused only weak run-off. Here we meet a special feature of run-off as well as of soil loss under the moderate climatic conditions of Germany. Mostly the strong rainfalls are here of a short duration, rarely they last longer than 20 to 30 minutes. It often happens, that strong rainfalls are only short showers of much lower duration which furnish but small rain quantities and give low run-off figures. This is the case, for instance, for field I in 1952. Three of the intensive rainfalls in this year yielded only some millimeters of precipitation. The same is true for one intensive rainfall in 1953, as well as for one intensive rainfall on field II in 1953 and 1955, respectively.

In connection with this the moisture condition of the soil at the beginning of a rainfall gets a dominating factor influencing infiltration and run-off. During the short time the rainfalls last this influence cannot be levelled out in many cases. When the surface of the soil is rather dry at the beginning of the rain, infiltration is high and run-off is low even for stronger rainfalls. So, for instance, a rain of 8 mm with an intensity of 1.3 mm per minute falling on the dry soil of field I in 1952 caused only 1 per cent run-off, while the year before a rain of 7 mm with an intensity of only 0.58 mm per minute falling on the wet surface gave 13.4 per cent run-off. Therefore, the figures for total and relative run-off comprise also portions, which originate from lower and less intensive rainfalls, which fell on a moist or wet soil surface with low infiltration rates.

These relations were already discussed in some previous publications (1, 4). An analysis of the different factors influencing run-off and soil loss for the individual rainfalls of the reviewed period cannot be given here. This will be done in a comprehensive publication, which is being prepared now.

Finally, the run-off figures are calculated for the whole investigation periods, which are 8 years for field I, 6 years for field II, and 5 years for field III. From these figures it is to be seen first, that relative run-off is lowest on field II, which is chiefly the consequence of the stone cover of the soil surface mentioned above. Relative run-off is somewhat higher on field I, though the total amount of precipitation is considerably lower in the 8 year period. That is so, because a stone cover is lacking on the loess loam of this plot, and the infiltration rate is reduced more by the slaking of the soil surface by rain-drops. Nevertheless infiltration capacity remains rather good, if we take into consideration the number of heavy rainfalls during the investigation period. This is the consequence of the stable prismatic structure of the subsoil, which is characterized by vertical fissures easily pervious to infiltrated water. This was proved by special determinations of the infiltration capacity of this soil (5).

The results are quite different for field III. Here the relative run-off is highest. The silty soil of this plot has a very unstable structure and is easily slaking by rain-drop impact. Furthermore, the subsoil is compacted; therefore infiltration rate is rather low. Many rains with small intensities and quantities contribute to run-off on this field.

So we get the following order of run-off figures :

III. Sandstone soil > I. Loess soil > II. Slate soil.

The total soil loss figures for the three plots are found for the individual years in column 8.

As to field I (loess soil) there are to be observed considerable differences from year to year. As to be expected, there is a rough relation between these figures and the numbers of heavy rainfalls, so particularly in 1951 and 1955, when also total run-off is highest. Nevertheless, the agreement is not complete. Differences are caused by individual rainfalls. So, in 1955 there occurred the heaviest rain we ever observed; therefore it had caused the highest soil loss in this year. In 1951 there were more heavy rainfalls, but their intensities were by far lower. Also in 1952 and in 1957

there is recorded one heavy rainfall respectively, each of which induced the major portion of the total soil loss. On the other hand, in 1953 there happened only one stronger rain with only a moderate precipitation quantity; so soil loss is also much lower in this year. The small soil loss figures are easily understandable. In 1958, it is true, the total precipitation quantity was rather high, but nearly all rains were gentle ones. The most heavy soil loss was caused by a rain with the average intensity of only 0.05 mm per minute, but with a precipitation quantity of 35 mm. Moreover, this rain had one intensity peak of 0.36 mm per minute and fell on a very wet soil surface. The loess surface soil is very sensitive to slaking and washing, when completely moistened at the beginning of the rain. As to soil loss effects caused by individual rainfalls, we observe here the same causes for particular behavior, which were already discussed in relation to run-off. Many of the soil differences found in the individual years are influenced by the prevailing moisture condition of the soil surface. In this way gentle rains, causing no run-off or soil loss per se, can get significant in determining the effect of heavy rainfalls under our climatic conditions. So, in 1953 one rain, the quantity and intensity of which was not very high, induced nearly the whole total soil loss of this year, because it hit a completely wetted surface.

The relations just discussed can also be deduced from column 10, where are given the figures for soil loss per mm run-off. As is to be expected, we find high figures for 1951, 1952, 1955, and also for 1957. The remarkable divergence for 1953 is explained by the factor just mentioned. It is also easy to understand, that the figures for soil loss per mm. rainfall, given in column 9, cannot parallel exactly the figures in column 10. The reasons will be discussed in a special paper.

The soil loss data for field II (slate soil) are rather equal for the period from 1954 to 1957. The much higher figure for 1953 is chiefly due to two rains, one of which had an extremely great quantity as well as a rather high intensity. There are no heavy rains at all in 1956 and 1957, but the soil loss effects are compensated by the higher precipitation quantities in these years as compared with the years 1954 and 1955. The low figure for 1958 is undoubtedly due to the highly advanced development of the stone fragment cover on the plot surface after the washing away of a great deal of the finer particles. This reduces also soil loss.

About same can be seen from column 9 and 10, in which are compiled the data for soil loss per mm rainfall and per mm run-off respectively. The figures are declining beginning with 1956, which might be partly ascribed to the increasing stone cover formation. But it must not be forgotten, that in 1956 and 1957 there did not occur any heavy rains and that the low figures are at least partly due to this fact. At any case, the effect of the protecting stone cover is at once to be learned from the data for 1958, a year with high precipitation and with two rains of high intensity.

As to field III, it was already mentioned, that the data for 1954 are not yet typical. This can be said, on the other hand, especially for the period from 1955 to 1957. The total soil losses (column 8) are rather high each year. There is also a loose relation between soil losses and the number of rainfalls with great intensity. It must be remarked, that each year there is recorded one very strong rainfall. As to be seen from column 2, the number of rains was particularly high in 1956 and 1957. So the surface soil was wet nearly all over the investigation period. The high number of lighter rainfalls in these two years also results in the very considerable total soil losses. In 1958 soil loss remarkably declines, though precipitation, number of strong rainfalls, and run-off are high. This is another consequence of advanced soil deterioration. After much of the humus containing upper horizon of this plot had been washed away, the structure of the remaining soil completely broke down. The surface got very compact and was covered by a sandy layer, which was only splashed by rain-drops but not washed away by run-off. So the high amounts of flowing surface water could not take up many soil particles.

The figures of soil losses per mm rainfall are partly rather high, but do not reach the highest values found for the silty loess soil (field I), which can be taken up by surface water as a whole. This is due to the high content of coarse sand, which is moved only over short distances by surface water and does not easily leave the plot at its lower end. The influence of this fact can be learned still better from the data in column 10 for soil loss per mm run-off. The figures are even lower than those for loess soil under approximately comparable conditions. That means, the mobility of sandstone soil is much lower than that of loess loam.

In a previous publication ⁽⁶⁾ we also introduced the term «mobility» = B for characterizing the tendency of a soil to be washed away. This value B was defined as the sum of the percentages of clay (below 0.002 mm) and of silt (0.002-0.06 mm), the mechanical fractions most easily transported by flowing water. We also defined a term «stability» = St , which as determined by the resistance of natural soil aggregates to the disintegration by water. With these values we calculated the ration $B/St = E$ = «erodibility». By this latter value we tried to get indirectly a measure of the vulnerability of our soils by eroding surface water. For the same soils discussed here there resulted the following order in erodibility : II. Slate soil : III. Sandstone soil : I. Loess soil = 1 : 5 : 12.

This sequence was in rather good agreement with our field observations.

Now we can try to get directly a relative order of erodibility on the basis of our long term measurements. The best way to do that seemed to us a comparison of the respective soil losses per mm rainfall, calculated for the whole investigation period of each field. If we take these figures we get the following result :

II. Slate soil : III. Sandstone soil : I. Loess soil = 12 : 68 : 107 = 1 : 6 : 9.

The order is the same as found before, though the ratios are somewhat different. Especially the sandstone soil ranks nearer to the loess soil in its erodibility, which may be more correct for his liability to slaking.

If we compare the figures of soil losses per mm run-off, which we calculated for the same periods, we get also some informative results. The order is then :

II. Slate soil : III. Sandstone soil : I. Loess = 82 : 159 : 548 = 1 : 2 : 7.

As we see, the ration slate soil/loess soil is in the same order as before. This is caused obviously by the fact, that both soils have a very similar total content of the mechanical fractions clay plus silt, which are chiefly transported by surface flow. Therefore the solid matter load in run-off will also be of the same order. For the sandstone soil the result differs considerably. The figure for soil loss per mm run-off is much lower than that for soil loss per mm rainfall. This shows once more the effect of the high content in coarse mechanical fractions, which are only slightly transported by surface water.

The results discussed here now give some more exact information about the run-off and erosion effects on the soils viewed in this report. Of course, the effect of differences in the rainfall behavior for the three experiment fields is not yet completely eliminated. Therefore the measurements are continued. The results may enable us to get to further corrections of our experimental data.

TABLE 2
Run-off and soil loss on plots without plant cover

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Year	Rainfalls causing run-off				Run-off		Soil loss kg per ha			Observations
	Number	mm total	Number above critical intensity (*)	Number above 10 mm	mm total	per cent	total	per mm rainfall	per mm run-off	
Field I (Löss)										
1951	10	156,3	6	4	31,9	20,4	18697	119	585	One very strong rainfall, 12,2 mm, I (*): 1,39 mm/min
1952	8	41,2	7	1	4,3	10,4	4091	99	951	
1953	4	31,0	3	2	3,1	10,0	2482	81	801	One very strong rainfall, 34,0 mm, I: 1,13 mm/min
1954	3	35,5	1	—	2,3	6,5	463	13	201	
1955	8	103,0	3	3	36,3	35,2	28021	277	772	One very strong rainfall, 31,0 mm, I: 0,78 mm/min
1956	3	38,7	1	—	2,1	5,4	236	6	112	
1957	3	31,0	1	1	13,4	43,2	4688	151	350	
1958	8	121,4	1	—	15,8	13,0	1160	10	73	
1951-1958	47	558,1	23	11	109,2	19,6	59838	107	548	

Field II (Slate)

1953	15	234,1	2	1	34,8	14,9	5245	22	151	One very strong rainfall, 49,6 mm, I: 0,66 mm/min
1954	5	87,5	2	2	8,4	9,6	1207	14	144	Soil deterioration remarkable
1955	5	87,5	2	1	6,7	7,7	1291	15	193	
1956	9	117,7	—	—	38,7	32,9	1345	11	35	
1957	2	123,7	—	—	33,8	27,3	1081	9	32	
1958	15	217,0	2	1	4,7	2,2	193	1	41	
1953-1958	61	867,5	8	5	127,1	14,7	10362	12	82	

Field III (Sandstone)

1954	3	20,8	1	1	0,9	4,3	124	6	138	Soil very cloddy and porous
1955	18	109,2	2	1	40,4	37,0	12348	113	305	One very strong rainfall, 20,0 mm, I: 0,80 mm/min
1956	34	240,7	5	1	90,8	38,0	18811	78	207	One very strong rainfall, 18,6 mm, I: 0,31 mm/min
1957	37	187,4	3	1	95,5	51,0	20360	109	213	One very strong rainfall, 18,3 mm, I: 0,37 mm/min
1958	31	303,5	5	3	141,8	46,7	7289	24	51	Soil deterioration remarkable
1954-1958	123	861,6	16	7	369,4	42,9	58932	68	159	

(*) 0,3 mm/min (**) I = intensity

LITERATURE

- (1) H. KURON, L. JUNG, H. SCHREIBER : Messungen von oberflächlichem Abfluss und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden Deutschlands. Schriftenreihe des Kuratoriums für Kulturbauwesen, Heft 5 (1956).
- (2) H. KURON : Ergebnisse von 15-jährigen Untersuchungen über Bodenerosion durch Wasser in Deutschland. Veröffentlichung Nr. 36 der Internat. Assoziation für Hydrologie, Generalversammlung Rom 1954, Bd.I, 220.
- (3) H. KURON : Determination of run-off on experiment plots with different soils in Germany. Internat. Union for Conservation of Nature and Natural Ressources, VII. Technical Meeting, Athens, 1958.
- (4) H. KURON : Kritische Regenintensitäten und Bodenerosion in Deutschland. I.U.G.G./I.A.H. *Comptes Rendus et Rapports, Assemblée Générale, Toronto 1957*, t. I (1958), 141.
- (5) H. KURON, G. WALTER : Einfluss der Bodenerosion auf den Wasserhaushalt von Lössböden. Bericht der Oberhessischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde Giessen, N.F., *Naturwiss. Abtlg.* 28 (1957), 155.
- (6) H. KURON, L. JUNG : Über die Erodierbarkeit einiger Böden. I.U.G.G./I.A.H. *Comptes Rendus et Rapports, Assemblée Générale, Toronto 1957*, t.I (1958), 161.

THE INFLUENCE OF THE STONE COVER ON RUN-OFF AND EROSION ON SLATE SOIL DER EINFLUSS DER STEINAUFLAGE AUF ABFLUSS ABTRAG VON SCHIEFERVERWITTERUNGSBODEN

L. JUNG, Giessen (Allemagne)

SUMMARY

On a clay slate weathering soil the influence of the stone cover on the run-off and erosion was examined. Three plots (16 m^2) 8 m long at a slope of 10.5 per cent fall stayed without vegetation. One of the plots had already for three years been treated like a fallow; on the third plot the stones were gathered after every rain. During three experimental years the run-off in the surface and the soil loss were strongest on the plot, which had been cleared from stones.

This is the result of the protection effect of the stones against the falling rain drops. The impact and splash effect is kept down. The sealing of the upper pore space during a heavy rainfall is reduced to a large extent and so the infiltration is possible.

The surface, covered with stones retains on account of its roughness a part of the eroding soil.

These processes could be confirmed and particularly explained by means of mechanical analysis of the eroded soil material.

ZUSAMMENFASSUNG

Auf einem Tonschieferverwitterungsboden wurde die Wirkung der Steinauflage auf Abfluss und Abtrag untersucht. Drei Parzellen (16 m^2) mit 8 m Länge in hängiger Lage mit 10,5 % Gefälle blieben ohne Vegetation. Eine Parzelle wurde bereits seit drei Jahren als Brache behandelt; auf der dritten Parzelle wurden die Steine nach jedem Starkregen abgelesen. Oberflächenabfluß und Bodenabtrag waren jeweils auf der abgelesenen Parzelle am größten in drei Versuchsjahren.

Dies ist eine Folge der Schutzwirkung der Steine gegen den fallenden Regenstropfen. Eine Prall- und Plantschwirkung ist aufgehoben. Die Verstopfung des oberen Porenraumes während eines Starkregens wird stark herabgesetzt und damit die Infiltration ermöglicht.

Die steinbedeckte Oberfläche hält auf Grund ihrer Rauigkeit einen Teil des zum Abtrag kommenden Bodens zurück.

Die Vorgänge konnten an Hand von mechanischen Analysen des abgetragenen Bodenmaterials erhärtet und im einzelnen erläutert werden.

The effect of the impact and splashing of the rain drops is an important factor causing soil losses on a slope (¹, ²). If the soil is covered by vegetation, the erosion of the surface will essentially be hindered, because the rain drops are caught up by the means of leaves, which are covering the soil; so the precipitation is able to run down to the surface without the impact effect (³). In consequence of this the infiltration will be more easily be possible, presumed that the soil is not yet oversaturated with water.

Every other covering of the soil must also work like a closed covering of vegetation, which catches the rain drops and prevents their effect. The covering of the soil with slabs of slate in vineyards represents for instance an effective erosion protection.

As the soil of medium size mountains has a more or less high proportion of stones, the question arises whether a certain cover of stones or a certain size or form of the stones can influence the soil erosion at slopes. By observations, which had been made during several years, it could be established, that for instance the soil loss on slate soil at the same climate conditions does not attain the same result as on loess soil, although the mechanical composition of the fine earth shows only little deviations (⁴). But there is a difference in the stone contents. On account of their origin the slate

soil has a certain stone content, whereas the loess soil is absolutely stoneless. It could be supposed, that the stone cover of a soil, similar to the covering by vegetation, protects the soil to a certain degree and hinders erosion.

The result of American experiments was, that the infiltration of precipitations could better take place and the loss of soil was less than on soils without stone covering⁽⁵⁾. The greatest effect was attained by removing all the stones, which were larger than 12,7 mm, whereas the removal of smaller stones (< 4,76 mm) could not influence the infiltration, the run-off and the erosion. There are three essential points, which are influenced by the stone covering :

1. The weakening of the rain drop energy and diminishing of the compaction of the surface.

2. The stones, which are lying upon the soil, form a hindrance for the erosion (rough soil surface).

3. The increase of the non-capillary pore space.

During three years the influence of the stones on soil erosion was tested on soil originating from devonish slate on an experimental field of the Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung der Justus Liebig-Universität Giessen. The soil has a stone contents (> 2 mm) of 39 per cent.

Three plots, situated side by side, 8 m long and 2 m broad with 10,5 per cent slope, were at our disposition. *Plot 1* had not been sown and cultivated for six years, but it had been kept clear from weed. The result was, that the fine soil was leached of the uppermost soil cover and in consequence of this an accumulation or an « increase » of the stones took place, which in the experimental soil mainly have the form of small slabs (slabs of slate), and which are in the order of magnitude at 1-6 cm equivalent diameter. Until the beginning of the experiment *plot 2* was covered with vegetation, but now it was treated in the same way as *plot 1*. *Plot 3* also stayed without vegetation, which had grown on it until now; but here the stones, which had been washed free by every heavy rain, were removed from the surface. A special installation, which was connected with the plots, made it possible to collect the run-off, which was running down from the experimental plots as well as the washed off soil. The measurements were done only during the respective summer half-years. So, first of all, the effect of the heavy summer rains was known. The following table shows the result of the measurements (Table 1).

At the beginning of this experimental arrangement the plots 2 and 3 had to be tilled.

So, at the first heavy rain-fall (18.6.1957) the surface was still broken up and furthered the infiltration. This can be seen from the low per cents of run-off and soil loss, especially as the soil was dry before. Three weeks later, a precipitation of about the same quantity and intensity caused a higher run-off on moist soil, as the precipitation partly came down as hail with greater intensity. During this precipitation the run-off quantity and the erosion was smallest on *plot 2*. The erosion on *plot 2* amounted only to a quarter of the erosion on *plot 3*, but on *plot 1* it was twice as high as on *plot 3*. So, on *plot 2* the infiltration was strongest and therefore the erosion smallest. The following heavy precipitations during this experimental period showed all this result : Smallest run-off and erosion on *plot 1*, strongest run-off and erosion on *plot 3*; the result of *plot 2* was always between the two others.

During the following year, 1958, the plots stayed unchanged, on *plot 3* the stones were removed after every rainfall as in the preceding year. During this year the same tendency remained. *Plot 3* had the strongest run-off and erosion with the exception of three heavy rains, which effected the strongest erosion on *plot 2*.

From this result we learn, that stones in the soil, especially small stone slabs, — after they have been cleared by precipitations — have a protecting effect against soil erosion on slopes, by the interception a part of the rain drops according to the

TABLE 1

Date	Precipitation mm	Rain intensity mm/min	Soil moisture condition	Plot	Run-off %	Soil loss kg/ha
1957						
18.6.	13,0	0,25	dry	P ₁	6,0	35,0
				P ₂	3,0	16,2
				P ₃	2,2	13,7
8.7.	15,0	0,26	wet	P ₁	39,5	515,0
				P ₂	14,3	290,0
				P ₃	21,6	1290,0
28.7.	6,2	0,07	very wet	P ₁	16,1	12,5
				P ₂	20,1	17,5
				P ₃	25,2	21,8
29.7.	5,6	0,05	very wet	P ₁	16,7	29,3
				P ₂	20,1	75,0
				P ₃	29,0	208,1
3./9.8.	23,0	0,10	wet	P ₁	7,4	256,0
				P ₂	4,6	331,0
				P ₃	8,9	715,0
6.9.	13,4	0,18	wet	P ₁	32,6	68,7
				P ₂	40,1	156,0
				P ₃	83,8	375,0
12.9.	3,5	0,18	very wet	P ₁	19,6	11,8
				P ₂	25,0	25,0
				P ₃	60,7	112,0
16.9.	11,0	0,09	very wet	P ₁	32,9	15,6
				P ₂	57,9	62,5
				P ₃	85,2	125,0
18.9.	3,2	0,04	very wet	P ₁	5,4	1,3
				P ₂	11,7	4,3
				P ₃	58,5	8,5
23.9.	15,7	0,18	very wet	P ₁	87,7	117,5
				P ₂	89,1	406,0
				P ₃	96,5	487,0
25.9.	9,6	0,04	very wet	P ₁	3,9	—
				P ₂	6,5	3,8
				P ₃	14,3	16,8
1958						
12.5.	10,0	0,11	wet	P ₁	0,3	—
				P ₂	3,8	—
				P ₃	37,5	96,8
13.6.	7,7	0,55	very wet	P ₁	14,0	156,2
				P ₂	30,8	563,5
				P ₃	50,3	481,1
27.6.	18,5	0,05	wet	P ₁	—	—
				P ₂	1,7	9,4
				P ₃	7,8	12,5

TABLE 1

(Continuation from table 1).

Date	Precipitation mm	Rain intensity mm/min	Soil moisture condition	Plot	Run-off %	Soil loss kg/ha
2.7.	5,3	0,12	wet	P ₁	—	—
				P ₂	0,7	10,6
				P ₃	1,8	23,7
20.7.	12,9	0,11	dry	P ₁	—	—
				P ₂	2,2	13,6
				P ₃	1,0	10,8
22.7.	14,0	0,02	very wet	P ₁	2,0	8,1
				P ₂	6,0	105,6
				P ₃	18,3	122,0
23.7.	4,5	0,04	very wet	P ₁	—	—
				P ₂	22,5	13,0
				P ₃	41,6	19,0
28.7.	11,2	0,19	dry	P ₁	0,1	—
				P ₂	6,6	11,7
				P ₃	18,0	19,0
1.8.	12,2	0,10	slightly wet	P ₁	—	—
				P ₂	3,0	11,5
				P ₃	1,5	2,5
11.8.	20,2	0,05	dry	P ₁	—	—
				P ₂	4,6	30,0
				P ₃	8,0	98,2
16.8.	20,0	0,44	wet	P ₁	16,5	28,3
				P ₂	35,6	219,0
				P ₃	53,7	450,0
22.8.	6,0	0,60	dry	P ₁	—	—
				P ₂	0,5	—
				P ₃	12,5	15,6
25.8.	16,0	0,13	wet	P ₁	—	—
				P ₂	0,1	—
				P ₃	6,2	21,9
22.9.	27,5	0,80	slightly wet	P ₁	—	—
				P ₂	1,0	3,7
				P ₃	14,3	562,5
1959 15.5.	10,5	0,06	dry	P ₁	15,2	46,0
				P ₂	23,8	363,0
				P ₃	39,0	481,0
17.7.	11,8	0,38	dry	P ₁	2,6	56,0
				P ₂	9,4	67,0
				P ₃	18,7	113,0
1.8.	29,1	0,08	dry	P ₁	—	—
				P ₂	1,6	11,0
				P ₃	5,4	46,0

quantity and distribution. The deviations, which occur during the course of the experimental period can be explained by the following considerations.

It has already been mentioned, that the result after the first heavy rainfall, after the beginning of the experiment, showed the contrary, that is to say, plot 1 had the longest run-off and the strongest erosion. This had to be ascribed to the broken soil of the plots 2 and 3 upon, on which a rain intensity of 0,25 mm/min did not cause such a strong slaking and sealing of the pores and so to a great soil loss. It was possible, that three weeks later, after a heavy rain-shower of 15 mm and an intensity of 0,26 mm/min 85 per cent could infiltrate in plot 2, in contrary to 60 per cent on plot 1 and 78 per cent on plot 3, so the stones, lying upon the surface of plot 2, must have protected the structure, which had been there at the beginning of the experiment, as the infiltration on plot 3 could not be possible in this measurement and a great proportion of soil had been removed by the run-off. Four weeks later this protection effect appears once more in the small quantity of the run-off. At the beginning the run-off on plot 1 was a little stronger; this can be explained by the bad dense structure, the consequence of soil loss during many years before the beginning of the experimental arrangement.

The single results show, that the stones also protect the soil from slaking by less long and intensive precipitations. The water, running down from the stones, flows in certain courses between the stones, so that the soil, lying immediately underneath the stones, is slowly influenced by the moisture according to the quantity of the precipitations. At precipitations of greater intensity the splashed soil is first of all lost between the stones until still more stones are cleared. In extreme cases this can lead to a stone covering of nearly all the surface, which hinders the impact and splash effect of heavy rains; only a few soil particles can be loosened and be washed away. From the beginning of the experiment plot 1 was in this state. But it is not so, that a nearly closed covering of stones causes a stronger run-off of the surface. The results of the experiment tell us the contrary, if the soil is not completely saturated with water. The greatest part of the precipitations infiltrates between the small slabs of slate, whereas the cleared soil is so much splashed by rain, that an infiltration is not any more possible and the rain runs superficially down. The last state can be seen on plot 3, whereas plot 2 is intermediate on account of its surface, which is only partly covered with stones.

The more the stony soil looses its structure and is splashed by frequent rain-showers, the less the erosion will be, after a greater loss of soil in the beginning.

There is a difference between this and the run-off on the surface. The quantity and intensity of the rain and mainly the moisture of the soil cause important fluctuations in the run-off figures. At a heavy rain-shower of 15,7 mm and 0,18 mm/min intensity, 87, 89 and 96 per cent run down on the surface of a very wet soil, whereas 1 mm with 0,1 mm/min intensity could infiltrate in a slightly moistened soil, except 10 per cent.

The figures for erosion and run-off of the plots always showed the above described tendency $P_1 < P_2 < P_3$.

Regarding the figures of run-off and erosion of the second experimental year, we find the fact confirmed, that the possibilities for soil erosion decrease in the same proportion as the devastation of the stony soil increases. High rain intensities effect only unimportant increase of soil loss. Besides this, there is another fact, which shows the soil protecting effect of the stones: after small precipitations there was no erosion on plot 1.

During that year, the influence of the stone covering on the run-off can very clearly be seen. Only strong rain showers or high rain intensities on moist soil caused unimportant run-off on plot 1, whereas on the stoneless plot 3 the water run down during every rain.

Three exceptions of the general tendency (13.6., 20.7., 1.8.1958) have to be mentioned. At the 13.6.58 a 7,7 mm rain with 0,55 mm/min intensity came down. The infiltration of the precipitation was corresponding to the general tendency $P_1 > P_2 > P_3$. This time, the erosion — it was smallest on plot 1 — on plot 2 was about 80 kg/ha higher than on plot 3. The run-off was equal to the tendency. This can be explained : at the beginning of the experiment, in the course of the winter months, fine soil had settled at the lower part of the plot, which came to erosion by the first heavy rain in spring.

Things are different on the 20.7 and 1.8.1958. These precipitations caused on plot 2 besides higher erosion also higher run-off than on plot 3. Although the difference is only small, we can see the influence of the soil condition. These two precipitations fell upon dry or moistened soil.

This means, that the stoneless plot 3 was more dried up, than the covered soil and was able to absorb more quickly this kind of precipitation. But at a longer duration of the rain the previous picture $P_1 < P_2 < P_3$ would have appeared, because after a complete moistening of plot 3 there is no more hindrance for the run-off and erosion.

The table 2 shows the total run-off and the erosion quantities of the three experimental years. The influence of the soil covering stones can clearly be recognized by these figures.

TABLE 2

The total run-off and soil loss during the three experimental years

Rainfall Total	Plot	Run-off		Soil loss kg/ha
		mm	per cent	
392,1	P ₁	40,4	10,3	1376
	P ₂	54,1	11,2	2820
	P ₃	92,3	23,5	5972

The confirmation is to be found in the mechanical composition of the soil quantities in run-off.

At the beginning of the experiment, the soil which had been broken up before, was first of all eroded as a whole. The high percentage of clay on plot 1 (more than 10 per cent) can be explained by the following : On plot 1 a movement of chiefly smallest grain groups towards collecting installation took place, caused by the less intensive but long lasting winter precipitations. This can be seen in the relatively small contents of coarse and fine sand. On plot 2 and plot 3 clay particles, which on account of the development of the soil had moved into the subsoil, have been mixed again with the upper soil by the cultivation and have naturally been removed with it. The following heavy rainfalls caused lesser portions of clay in the eroded soil. It is remarkable, that almost at all precipitations during the first experimental year the portion of clay in the lost soil of plot 2 was nearly always greater than on plot 3. This shows, that under the increasing stone covering of plot 2 the soil, influenced by the tillage, is better preserved than on the uncovered plot 3. Higher portions of coarse sand can always be noticed, if the precipitation falls upon dry or slightly wet soil.

TABLE 3

Mechanical composition of the eroded soil

Date	Precipitation mm	Rain intensity mm/min	Soil moisture condition	Plot	Clay	Silt	Fine- sand	Coarse- sand
					<0,002 mm	0,002- 0,02 mm	0,02- 0,2 mm	0,2- 2,0 mm
					In per cent of soil <2,0 mm			
1957								
18.6.	13,0	0,25	dry	P ₁	10,4	74,5	7,9	7,2
				P ₂	12,3	68,0	10,8	8,9
				P ₃	12,3	67,5	12,6	7,6
8.7.	15,0	0,26	wet	P ₁	3,5	80,6	10,1	5,8
				P ₂	8,6	66,3	10,6	14,5
				P ₃	5,8	77,0	10,3	6,9
28.7.	6,2	0,07	very wet	P ₁	—	—	—	—
				P ₂	9,5	58,9	13,8	17,8
				P ₃	7,7	55,0	7,9	29,4
29.7.	5,6	0,05	very wet	P ₁	2,2	72,5	12,7	12,6
				P ₂	3,0	76,9	11,2	8,9
				P ₃	2,5	75,5	11,1	10,9
3/9.8.	23,0	0,10	wet	P ₁	2,0	83,6	10,3	4,1
				P ₂	7,5	59,5	11,8	21,2
				P ₃	7,6	72,5	7,8	12,2
6.9.	13,4	0,18	wet	P ₁	7,3	55,1	20,0	17,6
				P ₂	8,5	74,0	9,8	7,7
				P ₃	3,1	79,8	9,3	7,8
12.9.	3,5	0,18	very wet	P ₁	2,2	86,6	7,4	3,8
				P ₂	0,4	79,7	11,2	8,7
				P ₃	1,0	69,1	13,3	16,6
16.9.	11,0	0,09	very wet	P ₁	3,2	71,8	11,3	13,7
				P ₂	5,6	69,9	12,7	11,8
				P ₃	2,1	71,1	10,8	16,0
23.9.	15,7	0,18	very wet	P ₁	6,5	77,7	7,2	8,6
				P ₂	3,2	68,6	16,6	11,6
				P ₃	4,8	82,8	7,7	4,7

(Continuation from table 3).

Mechanical composition of the eroded soil

Date	Precipitation mm	Rain intensity mm/min	Soil moisture condition	Plot	Clay ≤0,002 mm	Silt 0,002- 0,02 mm	Fine- sand 0,02- 0,2 mm	Coarse- sand 0,2- 2,0 mm
					In per cent of soil ≤2,0 mm			
1958								
13.6.	7,7	0,55	wet	P ₁	10,2	77,9	5,3	6,6
				P ₂	8,6	76,9	6,4	8,1
				P ₃	9,5	79,9	6,1	4,5
2.7.	5,3	0,12	wet	P ₁	—	—	—	—
				P ₂	11,8	73,7	5,0	9,5
				P ₃	9,9	80,4	5,3	6,4
20.7.	12,9	0,11	dry	P ₁	—	—	—	—
				P ₂	9,6	67,2	5,5	17,7
				P ₃	9,8	69,4	8,7	12,1
22.7.	14,0	0,02	very wet	P ₁	—	—	—	—
				P ₂	8,1	83,3	3,7	4,9
				P ₃	8,2	84,2	2,6	5,0
23.7.	4,5	0,04	very wet	P ₁	—	—	—	—
				P ₂	9,8	78,1	2,9	9,2
				P ₃	10,7	72,9	3,5	12,9
28.7.	11,2	0,19	dry	P ₁	—	—	—	—
				P ₂	9,2	82,7	3,0	5,1
				P ₃	10,8	86,5	1,2	1,5
11.8.	20,2	0,05	dry	P ₁	—	—	—	—
				P ₂	9,2	83,4	3,0	4,4
				P ₃	10,3	87,2	1,4	1,1
16.8.	20,0	0,44	wet	P ₁	13,0	83,5	1,9	1,6
				P ₂	11,1	81,8	3,0	4,1
				P ₃	9,9	85,4	2,5	2,2
1959								
25.5.	10,5	0,06	dry	P ₁	20,5	67,6	5,4	16,5
				P ₂	19,5	72,6	3,4	4,5
				P ₃	21,3	67,2	3,7	7,8
17.7.	11,8	0,38	dry	P ₁	—	—	—	—
				P ₂	22,5	57,7	5,2	14,6
				P ₃	21,8	60,2	4,4	13,6
1.8.	29,1	0,08	dry	P ₁	—	—	—	—
				P ₂	22,8	61,8	4,7	10,7
				P ₃	24,6	67,4	3,4	4,6

In this case, generally whole soil aggregates, that is to say, coarse grains, cemented by clay particles, are loosened and lost.

In consequence of the protective effect of the stones on plot 2 these aggregates are more stable than on plot 3. The consequence of this is, that by the erosion of the aggregates more coarse sand will be removed, whereas on plot 3 sand will remain and only the fine particles will be washed off.

Regarding the correspondent sums of the coarse sand and clay particles, this process can even more clearly be seen. On plot 3, if the soil is dry or a little moist, the silt and fine sand contents are accordingly higher in the lost soil, as they can easily move and there is no hindrance to erosion. But this changes as soon as the soil is completely moist. In this case also the aggregates, lying between the stones on plot 2, are very moist; but they are protected by the stones from the immediate effect of the rain drops, and the erosion is also hindered by the stones, so that now the silt and fine sand particles move first of all, on account of their easy transportability, and the clay particles partly stick to the protected soil under the stones. That the results at the 23.9.57 correspond to dry soil conditions although the soil was very moist, is confirmed by the above shown explanation, because at that moment, the soil has already for three weeks been very moist. So, a long lasting and intensive rainfall was able to take away part of the protected soil particles. The frequent change of dryness and moisture during the following experimental year shows very clearly the dependence of grain group distribution in the lost soil upon the changes in soil moisture. At the 22.7.58 a heavy rain came down on the soil in such a moisture condition, that the situation was just equal. The following rain shower loosened the grain groups in the same proportion, as described above.

The results of plot 1 agree in spite of its extreme condition very well — with few exceptions — to this.

The results for the organic matter, determined in the eroded soil material, are very interesting and at the same time also a confirmation for the protecting effect in the soil structure (Table 4). But only the results of 1958 and 1959 were available

TABLE 4

Organic matter in the eroded soil in per cent

Date	Plot 2	Plot 3
13.6.58	6,9	9,5
2.7.58	8,6	12,2
20.7.58	7,1	9,8
22.7.58	10,0	10,9
23.7.58	9,7	10,5
28.7.58	8,5	12,8
1.8.58	7,4	10,7
11.8.58	8,6	6,2
16.8.58	5,0	9,9
15.5.59	8,7	8,9
17.7.59	8,2	11,3
1.8.59	11,4	10,8

It was found out, that the highest content of organic matter as in the eroded material of plot 3, with only one exception. On account of the experiences with soil removing by heavy rain-showers hitherto, it can be seen, that the soil on plot 3 is more dispersed than on plot 2, as there lacked the protection by stones.

Structure analyses are necessary to confirm these indirect final deductions.

At the end of the year 1959 the soil of all the experimental plots was examined. By means of an infiltration method, which is a modification of the Williams-Fadejev method (6), the stability of the aggregates of the magnitude 2-1 mm diameter was established. The aggregates, which are in a glass cylinder, are put upon a wire-sieve with meshes of 0,25 mm. Beneath the wirenet there is a stop cock and above the net there is fixed a tube to keep the water level in the same state. After the cylinder has been filled from below, water flows into it from above. The quantity of water, which percolates through the soil, is measured. So, a curve can be drawn, which indicates by its course the speed of the decay and the quantity of the unstable aggregates. Aggregates of 2-1 mm diameter were investigated by this method. The results are given in table 5.

TABLE 5

Percolation data according to Williams-Fadejev

Plot	Percolated water amounts in ml	
	Start value	End value after 15 min.
P ₁	341	159
P ₂	434	230
P ₃	420	199
field	331	259

The highest percolation values at the beginning as well as at the end of the time of the infiltration were those of plot 2. Than plot 3 follows and the greatest intensity of slaking was found in the soil of plot 1. Aggregates of the soil close to the plots were examined for comparison. The soil surface was always covered with lawn, so that these soil samples contain higher contents of humus. The curve of these samples cuts those of the three plots. At the beginning it is low, but the descent is essentially slower than the one of the plot samples, that means that structure is more stable.

If conclusions can be drawn from this result, it has to be said before, that plot 1 already since 1953 was not covered by vegetation and in consequence of this it was eroded more than plots 2 and 3, which were covered by vegetation before.

Only by this we can explain the less stable aggregation on plot 1. But the plots 2 and 3 have been cultivated or sown until the beginning of the experiment in 1957, during two years clover was cultivated. At the beginning of the experiment there were equal conditions. The explanation, that plot 3 tends towards plot 1 after an experiment duration of three years, has to be found in the devastation of the soil surface which is greater than on plot 2. The greater loss of soil on plot 3 corresponds to this.

at the same time the protecting effect of the stones, which cover the soil, is hereby confirmed.

Of course it is difficult to transfer the result on larger fields especially as the experimental plots have only 16 m². But by this result we can learn something, which can be important for the cultivation of slate soil on slopes. In spring the field must be prepared for the seed by only a few tillage processes lest the fine soil is moved up again and again upwards by the cultivation and will be washed away by the soring rains. If this is done so, there will be a lot of small slabs of slate, which have been washed away and which serve as protecting cover during further heavy rainfalls.

LITERATURE

- ELLISON, W. D.: Studies of raindrop erosion. *Agricultural Engineering*, April, May 1944.
- KURON, H., STEINMETZ, H. J.: Die Plantschwirkung von Regentropfen als ein Faktor der Bodenerosion. *I.U.G.G./I.A.H. Comptes Rendus et Rapports, Assemblée Générale*, Toronto 1957, t.I (1958).
- JUNG, L.: Auswirkungen der durch Wasser verursachten Bodenverlagerung auf Standort und Ernte und die Kartierung erosionsgefährdeter Böden. Habil. Schrift Giessen 1955.
- KURON, H., JUNG, L., SCHREIBER, H.: Messungen von oberflächlichem Abfluss und Bodenabtrag auf verschiedenen Böden Deutschlands. *Schriftenreihe des Kuratoriums für Kulturbauwesen*, Heft 5 (1956).
- GRANT, W. J., STRUCHTEMAYER, R. A.: Influence of the coarse fraction in two main potatoe soils on infiltration, run-off and erosion. *Soil science society of America proceedings*, Vol. 23, Nr. 5, (1959), 391.
- CHWYLJA, K. S.: Vervollkommenung des Apparates von Fadeyev-Williams zur Bestimmung der Strukturbeständigkeit des Bodens. *Pochvovedenie*, Heft 7 (1952), 666.

THE SOIL PROTECTING ROLE OF THE LITTER OF BROAD-LEAVED FORESTS

O. BIRCK

Institute of Forest Sciences, Budapest

RÉSUMÉ

L'influence favorable de la forêt sur la protection du sol et sur l'économie de l'eau est exercée, en partie, par la litière qui se produit, an par an, du feuillage des arbres.

La litière couvrant le sol retient une certaine quantité des précipitations. La litière fraîche d'automne des peuplements de robiniers conserve 12 — 14 m³, celle des essences *Quercus* 20 — 25 m³ d'eau à l'hectare.

En même temps, la teneur en matières organiques de la litière est diminuée constamment par l'eau qui la traverse. A ce point de vue, ce ne sont pas seulement les qualités spécifiques des essences qui entrent en jeu, mais aussi la quantité annuelle de la litière qui s'accumule sous les peuplements. Alors que l'essence *Robinia pseudoacacia* ne donne que 25 — 28 quintaux à l'hectare, les peuplements du *Fagus silvatica* en fournissent 30 — 40 quintaux, et ceux de *Quercus petraea* et *Quercus robur* 40 — 46 quintaux. La litière se produit en quantités élevées en stations meilleures, et — les stations étant les mêmes — sous les peuplements plus âgés et mixtes.

En second lieu, c'est la rapidité de la décomposition de la litière qui est importante pour le régime des eaux et la protection du sol. La litière des essences *Robinia*, *Carpinus* et *Alnus*, ayant une teneur élevée en azote, se décompose le plus rapidement, et celle des essences *Quercus* et *Fagus* le plus lentement. Les aiguilles des essences *Pinus* se décomposent encore plus lentement que les feuilles de l'essence *Fagus*.

En stations sèches de Hongrie, les essences qui donnent beaucoup de litière de décomposition lente assurent, par l'accumulation de l'humus, l'augmentation de la fertilité du sol et l'amélioration du régime des eaux. L'influence la plus favorable est exercée par les peuplements mixtes. Le mélange de la litière mixte des feuilles se décomposant rapidement, à la litière qui se décompose lentement, intensifie l'effet favorable.

Le développement et la maintenance de la litière des forêts dans l'état le plus favorable c'est une des tâches de la sylviculture rationnelle.

The precipitation which cannot filter into the soil runoff carrying away the topsoil to different degrees. In forests the control of soil destroying erosion is chiefly a question of managing properly the productive capacity of soil. It can be influenced in two ways: by the vegetation covering and utilizing the ground and by cultivation of the latter. Effective soil protection is, therefore, the result of both biological and mechanical measures.

Today soil conservation is generally still understood as the proper organization of soil cultivation and the establishment of smaller or larger mechanical constructions, although biological control by planting and choosing suitable branches of cultivation is of the same or even greater importance in protection.

Areas under wood are affected by erosion. But this influence is of a smaller degree, because the canopy of the stands retains a certain part of precipitation, and, on the other hand, the moisture reaching the ground is absorbed and stored by the litter covering the forest soil. Besides, the humus developing from decomposed litter works up a favourable soil structure and the high water holding capacity of humous colloids promotes percolation and, as a consequence, large quantities of water may filter into the soil.

In this paper some properties of the litter of main stands forming Hungarian broad-leaved species should be dealt with, regarding the biological protection of forest soils. As to the role in water regime and soil conservation of the litter some data will be published here which may serve as a base for further researches.

Nr.	Tree speci
-----	------------

1	2
---	---

1.	<i>Acer campestre</i>
2.	<i>Alnus glutinosa</i>
3.	<i>Betula verrucosa</i>
4.	<i>Carpinus betulus</i>
5.	<i>Fagus sylvatica</i>
6.	<i>Populus canescens</i>
7.	<i>Populus alba</i>
8.	<i>Quercus borealis</i>
9.	<i>Quercus cerris</i>
10.	<i>Quercus petraea</i>
11.	<i>Quercus pubescens</i>
12.	<i>Quercus robur</i>
13.	<i>Robinia pseudoacacia</i>
14.	<i>Tilia cordata</i>
15.	<i>Ulmus campestris</i>

The main source in the replacement of nutrients of forest soil are the leaves falling down yearly. The examination of the litter helps to manage the forest properly. Therefore, since some years investigations are being carried on in order to assess the quantity, composition, nutrient compensation capacity and other properties of the litter of different stands. The water regime of the litter could partially be established on the basis of the foliage falling to ground and gathered in autumn 1957 and 1958. The collection was performed in pure stands on three sample plots of 1 square meter per stand. Thus the material gathered from more than 160 sample plots in 10 years permitted to ascertain the quantity of the litter according to tree species and stands. The quantitative establishment was carried out by weighing of the air-dry litter. The yearly litter yield of the different stands reckoned over to full closure and expressed in 100 kg per hectare is shown by column 8 of the Table 1.

The composition and water regime properties of litters were investigated in the laboratory and the data refer to the air-dry or absolutely (at 105°C) seasoned litter of the autumn gathered foliage. They are chiefly suitable for comparing of the litter characteristics of the examined species. Under natural conditions these values may differ from those obtained in the laboratory, because in the forest they are affected by the complex influence of soil fauna, precipitation, air movement and the changes of temperature. This effect is, however, valid for a given situation only and, therefore, the results of field measurements are less suitable for comparison than those performed in the laboratory.

The first question was how large quantities of precipitation may be stored by the litter of different tree species in a year and what is the amount of organic substances washed out by the water flowing through the litter. To answer these questions two experiments were carried on. The first series should reveal how many moisture is retained by roughly crushed air-dry litters of identical quantity. Knowing the amount of air-dry litter, in the second series the water retaining capacity of intact leaves covering a surface unit and the mass of organic substances washed out by different quantities of precipitation were investigated.

In the first experiment series a certain amount of air-dry litter was moistened, and after 24 hours the surplus of water removed through a filter-paper and the relation between wet and air-dry litter weight established. The average results are summarized in column 9 of the Table 1. The foliage of the pubescent oak (*Quercus pubescens* L.) showed the smallest water holding capacity, the weight of the water stored in the autumnal litter of this species is only 3.9 times larger than that of its air-dry litter. On the other hand, the litter of the little leaf linden (*Tilia cordata* Mill.) showed the highest value: it could retain a water quantity overbalancing 7.3 times the weight of its air-dry foliage.

In the course of the other examination on the surface of the Büchner funnel much leaves were put which equalled the foliage quantity to be found on the forest floor (on a spot as large as the surface of the funnel). The air-dry foliage was moistened with distilled water acidified to 5 pH and corresponding to a precipitation of about 15 mm. When the litter became thoroughly drenched it was washed with acidified distilled water being in quantity the equivalent of a 10 and 30 mm. rain. The rain-like effect could be ensured by uniformly pouring the drops of the solvent from a buret on the whole surface. When dripping ceased the wet litter was weighed. The water absorbing ratio and the water absorption weighed with litter quantity were related to the air-dry substance per hectare as averages of the examined tree species are shown by the columns 10 and 11 of the Table 1. The filtrate obtained as the result of dripping was titrated with $KMnO_4$ in an acidic medium in order to ascertain its content of organic substances. In this way the chemical erosion exerted by rain water on different quantities on the litter was measured in order to gain comparable values for the examined species (see columns 12 and 13 of the Table 1).

The data revealed that—due to its enlarged surface—the crushed foliage may retain more water than intact leaves. As a consequence of mechanical dismembering performed by soil inhabiting animals and decomposition the favourable water regime effect of the litter increases. Because the experiments were carried on in the laboratory, the data apply to air-dry state, which does not occur in the field. The results, however, afford opportunity to interesting comparisons. It is very conspicuous that the water absorption of the litter of the black locust (*Robinia pseudacacia* L.) is the highest. Despite of its small quantity it absorbs more water per hectare than the litter of the stands of Turkey oak (*Quercus cerris* L.). The latter shows the most unfavourable properties, although the rain may wash out considerable quantities from their leather-like leaves. The litter of the pubescent oak (*Qu. pubescens* Willd.) has a felt like coat and absorbs, therefore, the smallest amount of moisture, but because it produces a respectable mass of litter, this may store a medium quantity of water. The most favourable water absorbing data are shown by the litter of the pedunculate and sessile oak (*Qu. robur* L. and *Qu. petraea* Matt.) these two species are surpassed only by the red oak (*Qu. borealis* var. *maxima* Mich.) producing leaves of large extent and big masses of litter able to store 20 to 25 cubic meter of water per hectare.

It should be taken into consideration that the data evaluated apply to the foliage produced in the same year; this contrasts with natural conditions. The litter of the Robinia, hornbeam (*Carpinus betulus* L.) and European alder (*Alnus glutinosa* L.) generally disintegrates and becomes transformed in one year, whereas the litter of the European beech (*Fagus silvatica* L.) and oaks takes 3 to 4 years for decomposition. Therefore the disintegrating, 3 to 4 years old litter may also store moisture and the water regime effect of such material differs from that shown in the Tables.

In connection with the chemical erosion the same fact must be underlined and pointed out for water absorption: the data refer to air-dry litter of the last year. They reveal that by continuous rainfall larger quantities of organic substances are washed out, but the relation is not a straight one. Chemical erosion differs qualitatively from the disintegration performed by soil microflora. Comparing the composition of organic substances accumulating in the course of disintegration with the leaves of *Quercus cerris* remaining till spring on the trees, between the content of the latter and that of the litter gathered in autumn the following percentile differences may be observed.

	ash: %	N: %	P ₂ O ₅ : %	K ₂ O ₅ : %
autumnal litter	4.32	0.84	0.439	0.319
foliage remaining till spring on the trees	4.79	0.77	0.196	0.180

These data reveal that the leaching effect of winter precipitation causes considerable nutrient losses also in the leaves remaining during the winter on the trees. Due to the activity of soil inhabiting microorganisms the organic substances decomposed litter increase and accumulating in the bodies of micro-organisms for nutrients ready for uptake in the soil, but from the foliage remaining on the trees where no biological disintegration can take place, the nutrients are becoming leached.

Other characteristic water management features of the litter are the degree of its decomposition as well as the time and amount of its nutrient returning activity—the formation of humus and, consequently, the favourable development of soil.

properties depend partly on the quantity and composition of foliage fallen to ground, and partly on the speed of decomposition. The nutrients of quickly disintegrating litter are easy to wash out from the soil, whereas those showing slower decomposition enrich the humus to a higher degree.

Instead of examining the processes taking place in the field a relatively fast laboratory method was applied for surveying the stages of decomposition on the gathered litter samples. It was intended rather to compare the disintegration of the litter of stands growing on different sites than to recognize the complex process of natural decomposition.

The speed of disintegration was studied in two series on roughly crushed, air-dry samples weighing 7 g each and put in Erlenmeyer flasks. Once to this experimental material also boiled distilled water was given in order to subject it to the decomposing activity of the microflora living on the foliage. In an other series the same quantity of test material was sterilized—first in dry state, than after wetting—at 105°C and the entire series was inoculated with identical soil solution ensuring by this procedure that the sterilized foliage of different tree species should be decomposed by identical bacteria. The soil solution was prepared from a mixture containing ripened garden soil, brown forest soil developed on loess and the humous topsoil of an acidic flood land. The cultures were put in cotton-closed test-tubes; each of these cultures consisted of 2 parallel series and were held in a thermostate at 25°C for 4 weeks; in one case three identical series were treated in this manner for 4, 8 and 12 weeks. When decomposition has ceased, the samples were seasoned till constant weight and taking the moisture percentage assessed prior to drying into consideration the degree of decomposition was established from the weight loss of the material seasoned at 105°C. Decomposition percentages were related to this standard. The values of the decomposition series show some differences but the rules of disintegration in the litter of the examined species may clearly be pointed out. Averaging the percentile results the order of decomposition—proceeding from the species of greatest weight loss, i.e. slowest disintegration—could be established as follows:

European alder (*Alnus glutinosa* L.), hornbeam (*Carpinus betulus* L.), black locust (*Robinia pseudacacia* L.), Russian elm (*Ulmus laevis* Pall.), grey poplar (*Populus canescens* Sm.), white poplar (*Populus alba* L.), (*Populus robusta* C. K. Schneid.), black poplar (*Populus nigra* L.), field maple (*Acer campestre* L.), European chestnut (*Castanea sativa* Mill.), littleleaf linden (*Tilia cordata* Mill.), European white birch (*Betula pendula* Roth.), pedunculate oak (*Quercus robur* L.), sessile oak (*Quercus petraea* Matt.), Turkey oak (*Quercus cerris* L.), pubescent oak (*Quercus pubescens* Willd.), red oak (*Quercus borealis* var. *maxima* Mich.) and European beech (*Fagus sylvatica* L.).

To conifers minor attention was paid, in two series only the decomposition of needles fallen down and gathered in 1956 were investigated. The needles of the Norway spruce (*Picea excelsa* L. K.) disintegrate somewhat faster than the leaves of *Fagus sylvatica* and the latter slower than the needles of the Scotch pine (*Pinus sylvestris* L.), whereas the litter of the Austrian pine (*Pinus nigra* var. *austriaca* Hoess.) shows the slowest decomposition.

Holding the samples in the cultures described above for four weeks, as to the foliage of *Carpinus betulus* shows a weight loss of 28 to 32 per cent, that of *Robinia pseudacacia* 25 to 29, and *Tilia cordata* 24 to 27, that of the oaks 20 to 24 and the slowly decomposing litter of the beech 18 to 21 per cent. The needles of Austrian pine loose only 5 to 6 per cent in weight during the same time. Under natural conditions the decomposition rate is probably similar to that observed in the laboratory, it may, therefore, be assumed that the foliage fallen to the ground disintegrate according to the sequence formerly described, enriching thus the humus reserve of the soil. On Hungarian sites of relatively dry climate the water regime of

the soil is decisively influenced by its humus content, therefore the stands should be established from species producing large masses of slowly decomposing foliage because this material augments the quantity of humus increasing the productivity capacity and improving the water regime of the soil.

Because out of the examined tree species litter samples from different sites have been available and the composition of the foliage depends—to a certain degree—on site, the composition of disintegrated litter was surveyed as well and compared with that of intact foliage. This investigation comprised the *N*-content, the alcoholic-benzolic extract, the lignin and cellulose content of decomposed litter and was performed with the same method as applied to intact foliage.

The *N*-content was established by corroding the foliage dried at 105°C with phenolsulphuric acid in Kjeldahl flasks; the ammonia was distilled in a Wagners Parnass apparatus and caught in sulphuric acid.

The *alcoholic-benzolic extract*, giving chiefly information on the resin and fat content, was obtained by extraction in Soxhlet apparatus. From the samples dried at 105°C 3 to 4 g were put in the paper extraction tube and then a 1 : 2 mixture of alcohol and benzol was boiled in the Soxhlet apparatus for 6 hours so that it percolates the material 4 to 6 times per hour. After this the solvent was distilled and seasoned at 105°C to permanent weight.

The *lignin content* was established according to Popoff's method. From the material remaining after extraction with alcohol and benzol 2 g were put into 25 ml concentrated chlorhydric acid mixed with zinc chloride of 40% concentration. The solution was stirred repeatedly and held at room temperature for 10 hours; then it was diluted to 400 ml and boiled for 10 minutes. Finally filtering the lignin residue, it was washed with hot water to acid-free state and dried at 105°C to permanent weight.

The *cellulose content* was pointed out with the method of Scharrer-Kürschner. From each sample 2 g (dried at 105°C) were boiled for 30 minutes in a mixture consisting 75 ml acetic acid, 5 ml nitric acid of 1,4 specific gravity and 2 g trichloroacetic acid; this solvent was filtered through a Schott filter of the type G-1. The cellulose remaining on the filter was washed with a hot digesting mixture, boiling water, concentrated alcohol and finally with ether and then seasoned to constant weight.

Table 2 shows the composition of the examined samples and the changes of organic substances after decomposition. The tree species are enumerated according to the increasing order of their nitrogen content. The Table gives also data on the quantity of raw lignin and cellulose respectively; these values are the averages of the results achieved by 2 to 8 parallel examinations.

The data of Table 2 reveal that the nitrogen and lignin content of the decomposed foliage increases, whereas the quantity of its alcoholic-benzolic extract and the cellulose content diminishes. Lignin substances disintegrate slowly, cellulose as well as fat and resin substances soluble in alcohol-benzol easier and during this process the nitrogen content of decomposed foliage increases.

Comparing the data with the previously given sequence of decomposition it can be stated that the speed of disintegration is chiefly influenced by the *N*-content of foliages: increasing *N*-content accelerates the decomposition in direct ratio. This fact can clearly be proved by the detailed decomposition results within the same tree species.

TABLE 2

Tree species	Nitrogen		Fat-resin		Lignin		Cellulose	
	orig.	decomp.	orig.	decomp.	orig.	decomp.	orig.	decomp.
in percentage of the material dried at 105°C								
<i>Quercus borealis</i>	0,53	0,92	8,32	6,91	41,91	50,30	22,07	—
<i>Quercus pubescens</i>	0,59	0,87	5,51	5,35	39,76	48,30	25,25	—
<i>Quercus petraea</i>	0,62	1,03	6,83	6,49	40,71	49,73	23,48	21,33
<i>Populus alba</i>	0,66	0,82	9,85	4,82	42,61	46,82	30,67	—
<i>Fagus sylvatica</i>	0,71	1,36	4,83	4,23	52,70	57,74	22,62	21,27
<i>Quercus cerris</i>	0,80	1,34	7,33	6,22	46,76	54,73	20,08	—
<i>Betula pendula</i>	0,81	1,35	15,77	7,72	47,28	55,60	23,07	—
<i>Populus canescens</i>	0,89	1,51	7,25	—	47,22	53,91	28,00	—
<i>Quercus robur</i>	0,92	1,23	6,55	6,31	46,98	51,05	22,41	—
<i>Tilia cordata</i>	0,98	0,98	9,79	9,15	48,51	56,15	19,35	—
<i>Acer campestre</i>	1,04	2,15	8,02	7,80	43,96	51,48	21,04	19,59
<i>Populus nigra hibr.</i>	1,25	1,54	7,68	—	61,31	65,10	30,67	—
<i>Ulmus laevis</i>	1,43	1,87	6,79	7,00	50,92	72,60	33,50	28,51
<i>Carpinus betulus</i>	1,47	1,93	8,16	6,42	42,92	57,40	24,72	19,92
<i>Robinia preudac.</i>	1,73	2,35	7,31	6,46	56,79	60,62	16,58	—
<i>Alnus glutinosa</i>	2,41	2,49	11,40	8,40	40,91	58,40	30,43	21,85

Tree species	District of collection	Forest type	Decomposition in 4 weeks: %	N-content: %
<i>Fagus silvatica</i>	Mátra	<i>Oxalis acetosella</i>	21.7	0.62
	Mátra	<i>Luzula albida</i>	20.1	0.57
	Mátra	<i>Carex pilosa</i>	19.1	0.40
<i>Quercus cerris</i>	Kálló	<i>Melica uniflora</i>	21.7	0.65
	Ugod	<i>Asperula odorata</i>	22.6	0.79
	Gödöllő	<i>Poa nemoralis</i>	24.3	0.96
<i>Robinia pseudacacia</i>	Gödöllő	<i>Bromus sterilis</i>	26.4	1.66
	Kunadacs	<i>Bromus sterilis</i>	28.7	1.81
	Kunadacs	<i>Sambucus nigra</i>	26.6	1.62
	Gödöllő	<i>Bromus sterilis</i>	28.7	1.82

The data of Table 2 explain why the decomposition order does not follow strictly the increase of nitrogen content. Due to its low fat and resin content and relatively high lignin content *Fagus silvatica* fell to the last place of the row. The foliage of *Betula pendula*, known of its high gum content, advanced by 3 to 4 positions in the disintegration sequence, because it contains large quantities of easily decomposing fat and resin. Within a given species and in case of identical nitrogen content the speed of decomposition depends on the content of easily disintegrating fat and resin and that of lignin hardly to decompose.

Tree species	District of collection	Forest type	Percentage of			
			decomposition	N-	Fat-resin	Lignin
<i>Carpinus betulus</i>	Rétság	<i>Viola silvestris</i>	29.6	1.64	8.32	39.89
		<i>Oxalis acetosella</i>	28.9	1.64	6.99	39.32
<i>Quercus petraea</i>	Kálló	<i>Poa nemoralis</i>	24.2	0.64	5.77	37.96
		<i>Festuca heterophylla</i>	22.3	0.65	6.57	44.01

The considerable differences manifesting themselves between the disintegration of the foliage of *Quercus robur* and *Populus nigra* hybrid (having nearly equal N-content) or between the foliage of *Betula pendula* and *Fagus silvatica* of identical nitrogen quantity may be attributed to the nearly double fat and resin content of the poplar and birch. The extensive increase of the lignin content in the litter of *Alnus*, *Carpinus* and *Ulmus* after decomposition is very conspicuous. The experimen-

revealed that due to the quick decomposition the cellulose content of these species turns into carbon dioxide without advantage to the soil.

Evaluating the results of investigations it becomes evident that the yearly litter production of pure stands vary according to tree species. *The amount of the litter increases in proportion to advancing of age and the improvement of site. The litter yield of mixed stands is higher than that of pure stands of the same age and growing on identical sites. The litter production of pure stands of black locust and hornbeam is conspicuously lower but this trend may also be observed in the litter production of pure stands of other species grown on sites not suiting them.* This fact is clearly demonstrated by the example of a stand of *Quercus cerris* planted on the site of a beech stand of the *Asperula odorata* type: the litter yield of the Turkey oaks (*Qu. cerris*) is considerably smaller.

The water retaining and absorbing capacity of the foliage of the different tree species vary widely. The storage of precipitation calculated on the basis of the amount of litter is a characteristic feature of the stand types. The better utilization of site by mixed stands manifests itself by the larger litter quantities storing also higher amounts of precipitation. *Stands yielding much litter of slow decomposition show the highest water absorption capacity.* The quantity of organic substances washed out by precipitation differs according to tree species. The nutrients washed out from the litter may fall easily victim to surface erosion. The washing out of organic substances depends on the composition of the litter of different tree species. The composition of the litter is markedly influenced by the site but according to tree species characteristic differences may also be observed.

The composition of the litter determines the speed of its disintegration. This process accelerates with the increase of nitrogen content, but is also influenced by the composition of organic substances depending on the site and disintegrating more or less easily.

Taking the water regime requirements into consideration as to the most important Hungarian tree species the following conclusions could be drawn from the litter investigations.

Fagus silvatica yields abundantly a litter of slowest decomposition. This is, from the point of view of water regime and humus production, very favourable. To this species *Carpinus* or oaks may advantageously be admixed, the former yields litter of quick decomposition, that of the oak litter is of medium degree. From the point of view of water regime the moderately disintegrating litter of the *Quercus* species may be judged favourably. *Quercus borealis* produces large litter quantities of good water absorption capacity and slow decomposition and is, therefore, an excellent tree to which shade tolerant species of quick disintegrating litter may advantageously be admixed. The high litter yield of *Quercus pubescens* (from a relatively unfavourable site) is very remarkable, increasing the amount of humus by its slow disintegration. The low litter yield of Turkey oak stands is the most unfavourable; despite of slow decomposition it shows a poor water absorption.

The litter of *Robinia pseudacacia*, consisting of shrivelling leaves, has a good water absorption capacity, but this species yields the lowest quantities of litter which disintegrating very quickly—cannot exert a favourable effect on the water regime for a long time. The water regime role of the black locust must not exclusively be judged on the basis of the properties of its litter and this species will remain to be one of the most important means in controlling ravines and afforesting raw but poor sites. However, beside enriching the soil with nitrogen no long-lasting augmentation of humus should be expected from its plantation. It is an excellent admixed species of pine forests on the Hungarian Great Plain (Alföld), where their leaves—mingling with the slowly disintegrating pine needles—accelerate the decomposition and returning of nutrients in equal rates.

The litter of the species *Carpinus*, *Acer* and *Ulmus* disintegrate relatively fast and may, therefore, exert a favourable influence on the water regime only, if it is mixed with the moderately or slowly disintegrating foliage of other trees. Being shade tolerant and forming a second storey, on good sites the species above mentioned always increase the litter yield and humus quantity.

The members of the genus *Tilia* produce a considerable amount of litter showing moderate decomposition and water absorbing capacity. These species of the second storey increase the humus content of the topsoil.

The *Pinus* species were examined to a small degree only. If their most slowly disintegrating needles become mixed with quickly decomposing foliage of broad-leaved trees, such litter improves the water regime, the development of humus and influences favourably the conversion of raw humus. Out of the deciduous species those of high nitrogen content, i. e. quick litter decomposition (*Robinia*, *Carpinus*, *Alnus*, *Ulmus* and probably poplars) should be preferred for mixing.

The litter of broad-leaved stands is only one factor in the life of the forest, but has an exceedingly important role in the improvement of water regime.

Compared with the decomposed litter or with the humus developed from it the foliage fallen to ground in autumn is of inferior significance in the water regime of the soil, because the former are able to absorb much more moisture than intact foliage. All silvicultural measures endeavouring to improve the water regime have to ensure a proper litter management and, vice versa: all procedures amending the litter management result in better water regime. Therefore, a mutual ameliorating interaction can be secured by establishing mixed stands of vertically differentiated layers, by maintaining a shrub storey, by terracing the steep slopes or by applying wattlings. Planting a shrub storey on the borders of stands for protection, covering the whole area with brush are suitable measures to save the litter and to improve the water regime. Improper interferences: removal of the litter, pasturing, or wind erosion are—sooner or later—detrimental to the water regime of the productive soil and to the stands actually growing or to be planted on it and may result in the formation of barren land.

SUMMARY

The forest exerts its soil protecting and water regime improving influence partly through the litter developing from the foliage produced by the trees yearly.

The litter covering the ground retains a certain amount from the precipitation. The fresh autumnal litter of black locust stands stores 12 to 14 m³, that of oaks 20 to 25 m³ per hectare.

On the other hand, the water quantity flowing through the litter decreases permanently the amount of its organic substances. In this respect beside the characteristic properties of the different tree species the final result depends on the quantity of litter accumulating yearly in the stands. Black locust forests yield only 2500 to 2800 kg of litter, whereas in stands of *Fagus sylvatica* 3000 to 4000 and in those of *Quercus petraea* and *Quercus robur* 4000 to 4600 kg per hectare may be found. On better sites the older and mixed forests produce higher quantities of litter than young pure stands on poor soil.

In the second place from the point of view of water regime and soil conservation some importance should be attributed to the speed of litter decomposition. Most quickly disintegrate the high quantities of nitrogen containing litter of the species *Robinia*, *Carpinus* and *Alnus*, most slowly decompose the litter of the oaks and European beech. The needles of the pines disintegrate slower than the foliage of the beech.

The investigations revealed that on the dry sites of Hungary chiefly the tree species of large, slowly disintegrating litter yield increase the amount of humus, improving thus the productive capacity and the water regime of the soil. Mixed stands exert the most favourable influence. In slowly disintegrating litter mingles with the foliage of mixed broad-leaved stands the advantageous effect increases.

It is an eminent task of rational forestry to develop and maintain most favourable conditions in the litter as well.

LITERATURE

- FEHÉR, D. — MAGÓCSY-DIETZ, S.: Forest botany. (Erdészeti növénytan). Sopron, 1931.
- FEHÉR, D.: Soil biology. (Talajbiologia) Budapest, 1954.
- UJÁSZ, E.: The role of the raw litter in the water regime of forests. (A nyersalom szerepe az erdők vízháztartásában). Hidrológiai Közlöny, 1936.
- JÁRO, Z. — ÁGOSTHÁZY, [M.]: Investigations of the litter of forest trees. (Erdei fák alomjának vizsgálata). Erdészeti Kutatások, 1956. 2.
- JÁRO, Z.: Amounts of litter in different forest types of Hungary. (Alommennyiségek a magyar erdők egyes típusaiban). Erdészettudományi Közlemények, 1958. 1.
- JÁRO, Z. — HORVÁTH, [S.]: Temporary changes of the amount of some nutrients in the leaves of forest trees. (Egyes tápanyagok mennyiségének időszaki változása erdei fáink leveleiben). Erdészeti Kutatások, 1958. 3-4.
- JÁRO, Z. — HORVÁTH, [S.]: Nutrient rotation in some forest types of Hungary. (Tápanyag-körforgalom a magyar erdők egyes típusaiban). Erdészeti Kutatások, 1959. 1-2.
- MOROZOV, G. F.: The biology of forests. (Az erdő élettana). Budapest, 1952.
- STEFANOVITS, P.: The soils of Hungary. (Magyarország talajai). Budapest, 1956.
- WITTICH, W.: The present basis of choosing the proper tree species. (Die heutigen Grundlagen der Holzartenwahl). Hannover, 1948.
- WITTICH, W.: The present state of our knowledge on the humus and new ways to solve the raw humus problem in the forests. (Der heutige Stand unseres Wissens vom Humus und neue Wege zur Lösung des Rohhumus-problems im Walde). Hannover, 1952.

EMPLOI D'UN MOYEN DE CONDITIONNEMENT CONTRE L'ÉROSION DES SOLS

B. KAZO

Institut des Recherches Pédologiques et Agrochimiques de l'Académie des Sciences
Hongroise, Budapest

and A. TOTH

Institut des Recherches Agronomiques, Keszthely, (Hongrie)

SUMMARY

We have made investigations on three spots on brown forest soil, under different slope and precipitation conditions. As result of the experiments it can unanimously be stated that with application of the P^{32} radiating phosphorus isotope a soil- particle moving-away invisible to the naked eye and imperceptible, can be demonstrated. This moving-away of the soil-particle, which can be named microsolifluction, is the starting point in the dynamics of erosion. It is just as dangerous in the abrasion of the soil as the visible forms of appearance already known.

The soil structure and water economy improving effect of the Solacrol furnishes preventive protection against both the visible damages of erosion and the development of microsolifluctional phenomena, is therefore well utilisable in the struggle against erosion.

Généralement on ne se décide à prendre des mesures contre l'érosion qu'après avoir constaté les dégâts qu'elle occasionne. Dans ces cas la protection est plus difficile et plus coûteuse aussi, que dans le cas de la protection préventive. Il est donc d'une haute importance d'étudier la dynamique de l'érosion depuis son stade initial, de la forme inaperçue jusqu'à l'apparition des formes visibles. On ne peut élaborer un moyen de protection préventive efficace qu'en connaissant ces données.

La quantité des eaux des précipitations qui s'infiltrent dans le terrain dépend d'une part de l'intensité des précipitations et surtout de la structure du sol et de la perméabilité des diverses couches que le forment.

Nous avons effectué des expériences dans l'ouest de la Hongrie, où les précipitations sont en général plus abondantes (600-800 mm par an), notamment 1) à Szentgyörgyvölgy, sur un sol brun forestier à pseudogley, érodé; 2) à Kiszgörbö près de Keszthely, sur un sol forestier et 3) à Lovászhetény, sur un sol forestier lessivé. Sur les terrains, où nous avons effectué nos expériences, nous ne disposions pas d'installations à l'aide desquelles on aurait pu contrôler l'écoulement. Ainsi nous avons d'une part observé les phénomènes visibles à l'œil nu, d'autre part, pour rendre sensibles les phénomènes invisibles, nous avons employé l'isotope rayonnant de phosphore P^{32} .

1. BUTS ET PROCÉDÉS DES EXPÉRIENCES

1) A Szentgyörgyvölgy, sur une pente de 19,5 %, un de nos buts était d'étudier l'utilité pour la protection du sol d'un composé synthétique nommé Solacrol (polyacrylate $Na-NH_4$, de préparation hongroise) servant pour le conditionnement du sol. D'autre part cette expérience nous a servi aussi pour étudier les changements se produisant dans les phénomènes d'érosion sur le même sol de mauvaise structure physique à la suite de sa transformation par l'emploi de ce moyen de conditionnement en un sol friable. Nous avons appliqué trois modes de labourage: 1) ameublissement

profond de 60 cm et émottement à disques, II) ameublissement de 15 cm et émottement à disques, III) émottement à disques seul. Les travaux préparatoires étaient: labour profond en automne, hersage au printemps. Pour la culture nous avons choisi le maïs blanc (de végétation courte, soit de 100 jours). Les parcelles labourées différemment furent divisées en deux et l'une des demi-parcelles a été traitée au Solakrol à raison de 2 q/ha. Le 11 mai 1959, après les semailles et l'épandage du Solakrol nous avons répandu sur une bande perpendiculaire à la direction de la pente large de 20 cm, en le répartissant uniformément sur une longueur de 40 m, l'isotope P^{32} dissous dans la quantité d'eau voulue (soit 28 mC dans 12 l d'eau).

2) A Kiskörbö nous avons effectué une expérience sans Solakrol avec un seul mode de cultivation, sur une pente de 16 %, en labourant dans la direction de celle-ci. Ici aussi c'est du maïs que nous avons cultivé. Quant à l'isotope rayonnant P^{32} nous avons employé sur une bande large de 20 cm à raison de 16 mC/16 m.

3) A Lovászhetény c'est M. T. Duck qui a fait des observations en employant l'isotope rayonnant P^{32} sur une pente de 23 %. Le but de l'expérience était d'étudier le degré de l'érosion sur un sol forestier lessivé lorsqu'à pente égale la possibilité que le terrain reçoive de l'eau d'amont existe, resp. n'existe pas. Afin de pouvoir observer la différence on a foncé dans le sol, au bord supérieur des parcelles d'essai larges de 1,5 m, des plaques en métal, écartant ainsi toute possibilité de venues d'eau de l'amont. Au bord des parcelles de contrôle ces plaques ne furent pas employées, de sorte que la possibilité de venues d'eau de l'amont fut maintenue. Ici aussi la plante expérimentale était le maïs. Nous avons employé l'isotope rayonnant comme dans les cas précédents à raison de 14 mC/10 m. L'épandage de l'isotope a été fait le 21 mai.

2. ANALYSE DES RÉSULTATS DES EXPÉRIENCES

Quelque trois semaines après l'épandage de l'isotope nous avons mesuré sur la bande arrosée avec un radiomètre l'intensité de rayonnement en unités de mR/heure ainsi que le déplacement depuis la bande arrosée, en cm, de l'isotope, resp. du sol traité avec l'isotope.

1) Les résultats des expériences de Szentgyörgyvölgy sont représentés sur la fig. 1. Durant la période des expériences (du 11 mai au 4 juin) il y avait 59 mm de précipitations, et leur quantité n'a dépassé que quatre fois les 10 mm. La partie supérieure de la figure représente l'intensité de rayonnement de la bande arrosée, mesurée le 4 juin, et la partie inférieure le déplacement de l'isotope depuis la bande. Les marques x indiquent les rangs de maïs.

Il est intéressant de constater que dans tous les trois modes de labourage l'intensité de rayonnement est restée sensiblement plus forte dans les parcelles traitées au Solakrol et ce n'est qu'au cas du labourage par émottement à disques cité sous III qu'elle est un peu plus faible que sur les parcelles I et II. C'est bien compréhensible et s'explique par le fait que l'amélioration physique du sol due au Solakrol est plus efficace sur les parcelles labourées profondément. En effet le sol rendu perméable à la surface conduit l'eau dans les couches plus profondes ameublées et l'eau ne s'accumule pas à la surface pour s'écouler ensuite, tandis que le sol amélioré de la parcelle disquée seulement n'est perméable à l'eau que dans la couche traitée épaisse de 4 à 8 cm et les précipitations ne peuvent parvenir aux couches plus profondes à cause de la couche imperméable sous-jacente. On peut admettre que dans ce cas l'écoulement se fait au ralenti sous la surface dans la couche améliorée, et non pas sur la surface même. L'effet de l'érosion n'était visible que dans un seul endroit. Aux confins des parcelles I et II s'est formé une petite rigole d'érosion dans le sillon de division entre les deux premiers rangs de maïs. Sur le terrain non traité nous avons

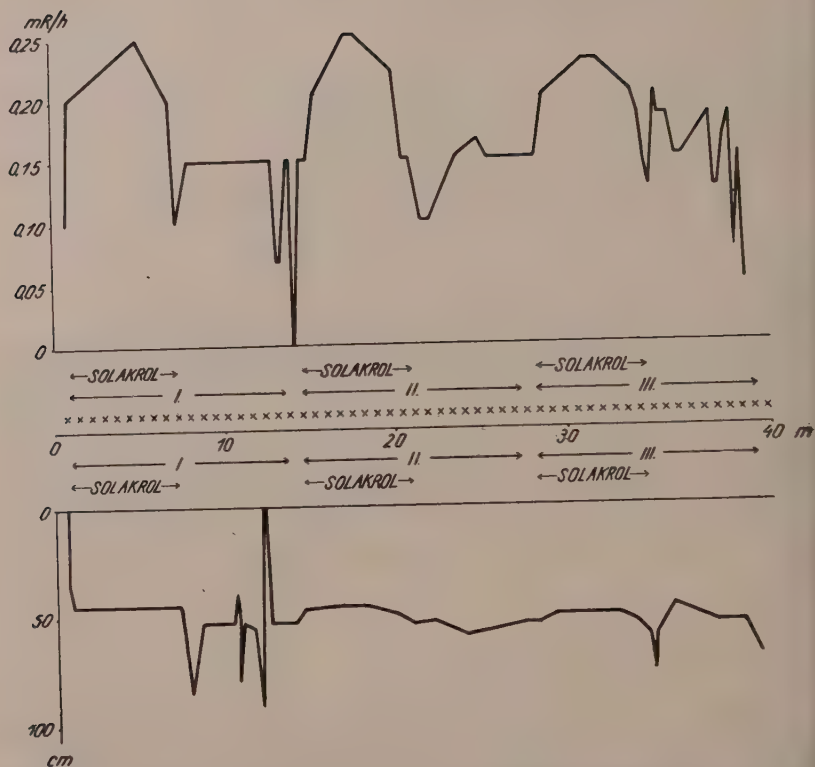


Fig. 1 — Szentgyörgyvölgy, 1959. Sol brun forestier à pseudogley, érodé. Pente 19,5%. — I. Ameublissement profond de 60 cm et émottement. — II. Ameublissement profond de 15 cm et émottement. — III. Emottement seul. Plante cultivée : maïs, les x en marquent les rangs.
En haut : On voit la variation de l'intensité de rayonnement de la bande arrosée en mR/heure entre le 11 mai et le 4 juin.
En bas : On voit le déplacement des grains du sol en cm, depuis la bande arrosée

observé de petits déplacements entre quelques rangs de maïs, surtout dans la parcelle III, seulement disquée.

Sur toutes les trois parcelles on peut constater en général le déplacement microscopique des grains du sol, un peu plus petit sur le terrain traité au Solakrol que sur le terrain non traité. Son importance peut se lire sur le graphique inférieur de la fig. 1. *Ce phénomène, quoiqu'il soit invisible à l'œil, son rythme peut être évalué par l'éloignement de l'isotope de la bande arrosée.*

2) L'expérience effectuée à Kiszörbő avait pour but de démontrer sur un sol brun forestier, l'effet défavorable du labourage dans la direction de la pente sans emploi de Solakrol. Elle a donné les mêmes résultats que la précédente. Les fosses entre les rangs de maïs étaient remplies de vase très fine visible à l'œil nu, ce qui n'est pas encore très apparent sur le terrain, mais est en tous cas un signe précurseur de l'érosion en sillons.

Le graphique de la fig. 2 nous montre clairement que l'intensité de rayonnement de la bande arrosée avec l'isotope rayonnant est fort variable. Il y a donc érosion

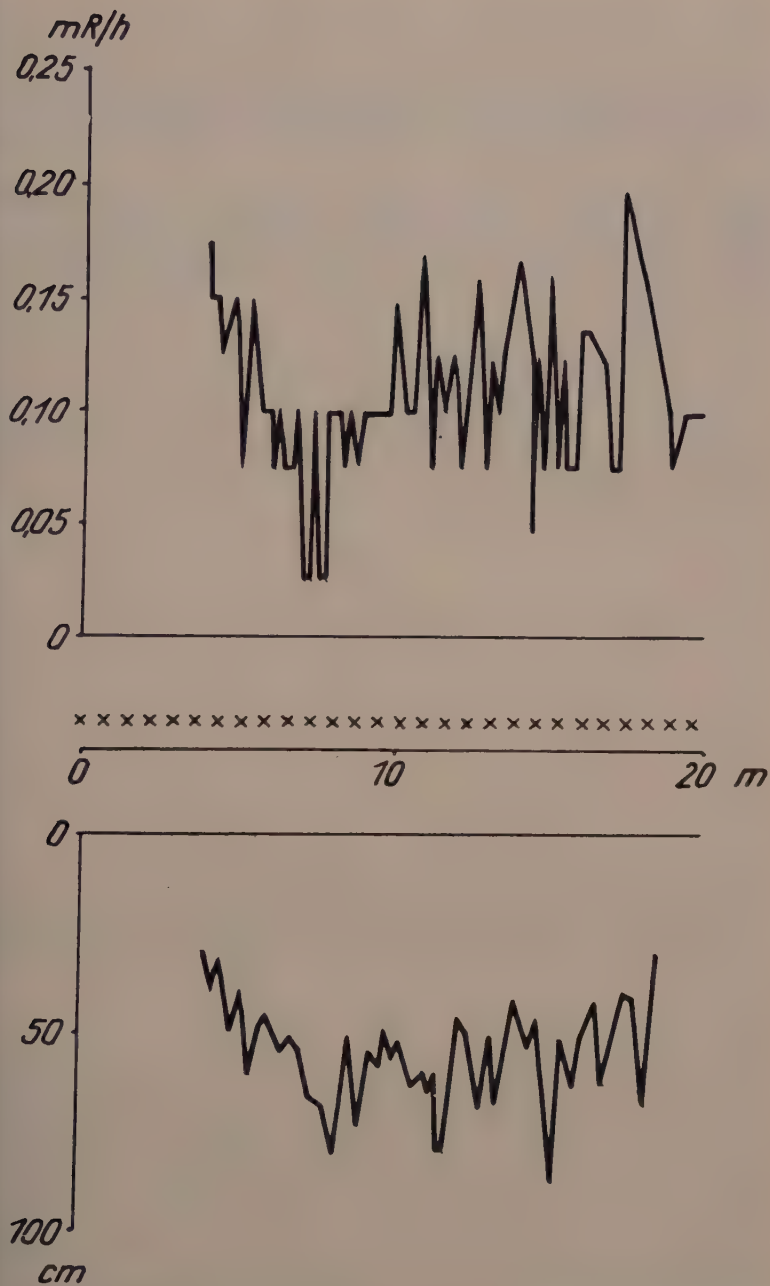


Fig. 2 — Kisgröbbo, 1959. Sol brun forestier. Pente 16%. Labourage dans la direction de la pente.

Plante cultivée : maïs, les x en marquent les rangs.

En haut : On voit la variation de l'intensité de rayonnement de la bande arrosée en mR/heure du 10 mai au 6 juin.

En bas : On voit le déplacement des grains du sol en cm, depuis la bande arrosée, en 28 jours.

déplacement des particules du sol en de nombreux endroits. On peut voir l'importance du déplacement sur le graphique inférieur de la figure. Les précipitations montant à 96,5 mm de la période du 10 mai au 5 juin ont causé un déplacement de 60 à 85 cm de l'isotope. Ce déplacement forme déjà transition entre l'érosion à microdimensions et les dégâts visibles causés par l'érosion. En étudiant les déplacements divers on peut voir que dans la plupart des cas ils se produisent entre les rangs de maïs. Ceux-ci sont marqués par le signe x.

3) A Lovászhetény, en étudiant sur un sol forestier, lessivé l'effet intensifiant l'érosion produite par l'eau arrivant d'amont, nous avons pu établir ce qui suit : les plaques de métal placées au bord supérieur de la parcelle d'essai ont protégé celle-ci contre les venues d'eau d'amont. Les déplacements observés dans l'expérience sont donc la conséquence des précipitations tombées sur la parcelle même.

Le graphique a) de la fig. 3 montre les résultats obtenus sur la parcelle protégée par des plaques en métal en ce qui concerne l'érosion produite du fait des précipitations tombées entre le 21 mai et le 25 juin se montant à 123 mm. La figure montre un petit déplacement de 30 à 40 cm, relativement uniforme. Le graphique b) montre les déplacements du sol traités avec l'isotope rayonnant dans la parcelle non protégée, sous l'effet des mêmes conditions de précipitations. L'eau venant d'amont a augmenté l'intensité des déplacements jusqu'à 35-50 cm. Les rangs de maïs sont marqués ici aussi par le signe x.

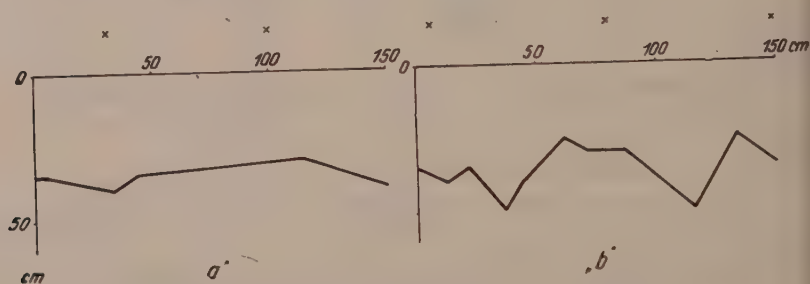


Fig. 3 — Lovászhetény, 1959. Sol brun forestier lessivé. Pente 23%.

Plante cultivée : maïs, les x en marquent les rangs.

a) Parcelle protégée avec plaque en métal contre les eaux venant d'amont.
b) déplacement en cm depuis la bande arrosée des grains du sol de la parcelle non protégée contre les eaux venant d'amont, du 21 mai au 25 juin.

RÉSUMÉ DES RÉSULTATS DES EXPÉRIENCES

Nous avons effectué des expériences en trois endroits, sur sol forestier brun dans des conditions différentes de pente et de précipitations. Comme résultat de ces expériences on peut établir sans équivoque que l'emploi de l'isotope rayonnant P^{32} permet de démontrer le déplacement invisible et impalpable de particules terreuses. Ce déplacement de particules terreuses, que l'on peut appeler microsolifluction, forme le point de départ dans la dynamique de l'érosion. Dans le processus de l'érosion des sols il est aussi dangereux, que les formes de la dénudation visible à l'œil nu.

L'amélioration de la structure du sol et de son régime d'eau due à l'emploi du Solakrol offre une protection préventive aussi bien contre les dégâts visibles de l'érosion que contre le développement des phénomènes de microsolifluction, ce produit peut donc rendre de bons services dans la lutte contre l'érosion.

RÉSUMÉ

Nous avons étudié l'utilité dans la lutte contre l'érosion d'un produit synthétique Solakrol (HPAN de fabrication hongroise). Sur le terrain non traité on a pu nettement observer le déplacement du sol sous l'effet des précipitations, tandis que sur le terrain non traité la même quantité de précipitations n'a pas causé de déplacement visible.

Sur les terrains nous avons mesuré l'intensité du déplacement du sol par l'emploi de l'isotope rayonnant P^{32} . Avec cette méthode nous avons pu démontrer *le phénomène de microsolifluction, lequel, quoiqu'invisible à l'œil nu est pourtant bien important au point de vue de l'érosion.*

EROSION CONTROL ON FIVE MILE CREEK, WYOMING

THOMAS MADDOCK, Jr.

SUMMARY

Five Mile Creek, a 397 square mile drainage basin in arid central Wyoming, is used as the principal channel for drainage and wastes from the Riverton Project which began operation in 1925. Where, under natural conditions, the stream had a mean annual discharge of from 3,000 to 4,000 acre-feet per year that fluctuated erratically from day to day, by 1951 runoff had increased to an average of about 80,000 acre-feet per year, most of which appeared as fairly uniform flow.

The violent change in stream regimen caused degradation and widening of the stream channel resulting in a great increase in the load of sediment dumped into the Wind River. Complaints from downstream irrigation interests in the early 1930s resulted in attempts at erosion control by conventional procedures such as bank sloping, riprapping, and tree and brush planting. None of the measures proved successful.

The construction of Boysen Dam, downstream on Wind River from Five Mile Creek, and the creation of Boysen Reservoir brought matters to a head. Loss of reservoir capacity was to be prevented if possible. Funds for channel control were made available by the Bureau of Reclamation and the Sedimentation Section, Division of Project Development, and the Canal Section, Division of Design and Construction of the Bureau were assigned the task of preparing plans for channel control.

Plans were based on studies of channel characteristics of typical alluvial streams. It was concluded that the type of bank protection desired, lines of wooden jacks, would not operate properly unless properly spaced. If the channel were made either too wide or too small no rectification plan would be successful. All locations of channel obstruction were viewed with suspicion. It was concluded that channel instability was as much a problem of uncontrolled deposition as it was of runaway erosion.

The control program consisted of construction of two lines of wooden jacks, spaced in accordance with design criteria proposed by the author based on studies by Leopold and Maddock (1953). Jacks were supported by wire and brush groins. The whole area was fenced and grazing prevented. Although points of constriction above broad sections were eliminated by excavation, no other work was done at locations where the channel was narrower than called for by the criteria previously noted. Typical designs are shown.

The work has been successful and has operated as planned. Cost of maintenance has been much lower than anticipated. Under former conditions little or no vegetation grew on the channel bottom. Today vegetation is present in considerable amounts and is increasing. The channel bottom is now covered with small gravel that is stable where previously it had been covered by a moving sand.

The reduction in the sediment load passing the lower gaging station has been astounding. In the two water-years 1949-54, an average of 3,000,000 tons of sediment per year passed the gage $2\frac{1}{4}$ miles above the mouth. By 1954, the rate of movement had fallen to about 900,000 tons per year.

Channel protective works were placed in Five Mile Creek, a tributary of the Wind (or Big Horn) River in Wyoming in 1953 by the Bureau of Reclamation to reduce the amount of sediment entering the newly constructed Boysen Reservoir on Wind River. The program was also designed to stop the erosion of the channel banks and consequent loss of irrigated land on the Riverton Project, an irrigation project of the Bureau of Reclamation, through which Five Mile Creek passes. Sediment loads, based on data collected by the Geological Survey, before and after the installation of the protective works, have markedly decreased and indicate that the corrective measures have been highly successful.

Publication authorized by the Director, U.S. Geological Survey.

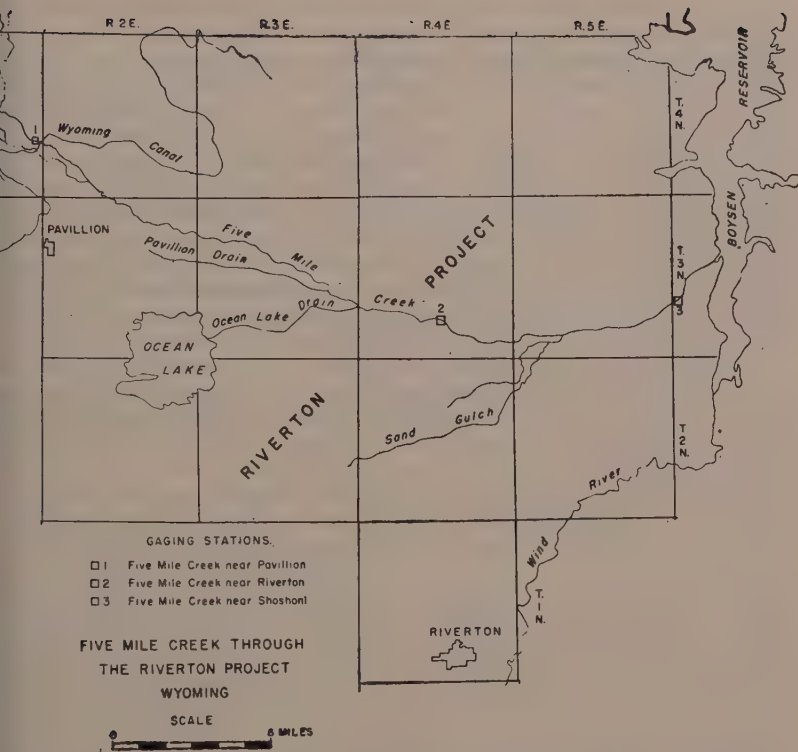


Fig. 1 — Map of Five Mile Creek through the Riverton Project, Wyoming, of the Bureau of Reclamation.

Five Mile Creek is about 50 miles in length from its headwaters to its mouth, draining an area of 397 miles in west-central Wyoming. The drainage basin lies along the southerly flank of the Owl Creek Mountains and is almost entirely in sedimentary rocks. The upper part of the basin is underlain by folded limestone, shale, and sandstone formations, some of which are resistant to erosion. The bedrock of the lower 25 miles of the valley consists of flat-lying sandstone, siltstone, and shales. Most of these rocks are soft and friable and are not as resistant to erosion as are the older formations exposed upstream. The bedrock is overlain by surficial deposits of recent alluvium which form terraces throughout the length of the valley. The present channel and flood plain of Five Mile Creek are entrenched in these deposits. The average annual rainfall over the basin is about 10 inches. Annual values have ranged from about 18 inches maximum to about 6 inches minimum during the last 40 years. The drainage basin lies between elevations of 4,700 and 7,000 feet above sea level. Mean monthly temperatures range from about 70° in July to 14.5° in January. The vegetative cover, as would be expected in this cool dry climate, consists of a sparse cover of desert shrubs, including shadscale, salt brush, rabbit brush, and sagebrush mixed with some of the short grasses. Grasses improve near the rim of the basin or at higher elevations, but the area of good vegetative cover is very limited.

Five Mile Creek in its original state was a typical ephemeral desert stream,

running only after rainstorms or for a short period after winter thaws. It was subject to flash floods with relatively high peak discharge which carried high sediment loads. Total volume of runoff, however, was low. No records of the flow of the stream in its natural state are available. Near the mouth of the stream the largest discharge known is believed to be that of July 24, 1923, estimated by the Bureau of Reclamation⁽¹⁾ to have been 3,600 cfs. More recently, August 7, 1941, a discharge of 3,200 cfs was estimated at a gaging station 2½ miles upstream from the junction with Wind River. The Bureau of Reclamation estimates the 50-year flood peak to be about 6,100 cfs based on studies of areas in the Wind River Basin. The 25-year flood peak is estimated by the Bureau to be about 3,600 cfs. The average annual runoff has been variously estimated as being from 3,000 acre-feet to 5,000 acre-feet under natural conditions. An estimate of about 4,000 acre-feet for the natural average annual runoff would appear to be a reasonable figure. However, the actual runoff of the stream must have varied widely from year to year.

The natural channel of Five Mile Creek meandered through a narrow valley bordered by a series of terraces, intrenched not only in the alluvium but also in some places in the bedrock itself. The valley slope was about 25 feet per mile in the reach through the Riverton Project, but this varied, depending on whether the stream was flowing over relatively resistant material.

The natural conditions existing on Five Mile Creek have been emphasized because the construction of the Wyoming canal of the Riverton Project crossing the creek about 35 ½ miles above the mouth, and irrigation of the lands of the Riverton Project, completely changed the aspect of the channel.

The Riverton Project began operating in 1925. Development was slow and by 1935 only 15,000 acres were being supplied with water. There is little evidence to indicate that up to this time the waste and drainage problems were at all serious. The problem was accentuated in 1942 by construction of an outlet channel from Ocean Lake, formed in a sump area by operational and drainage wastes, to a point some 17 miles above the mouth of Five Mile Creek. By 1950, 52,000 acres of irrigable land were being served within the Riverton Project. The flow in Five Mile Creek amounted to about 40,000 acre-feet in 1942 but, by 1950, had increased to over 87,000 acre-feet.

The complete change in the regime of Five Mile Creek from an ephemeral stream to one in which discharges of over 200 cfs were maintained throughout most of the irrigation season resulted in rapid erosion of Five Mile Creek channel. First the meanders disappeared and the channel began intrenching. Where trenching placed the streambed on resistant material the stream became stabilized and fall developed. In reaches with no resistant material, channel widening began after the depth of exposed channel walls amounted to 20 to 30 feet. In places of maximum widening, located near the lower end of Five Mile Creek channel where alluvial deposits were greatest, channel width in 1953 exceeded 1,000 feet. It is estimated by the Bureau of Reclamation⁽²⁾ that 27,000 acre-feet or 43,500,000 cubic yards of material were removed from Five Mile Creek channel between 1935 and 1950.

The increased sediment being delivered to the main stream became of concern to water users along the Wind and Big Horn Rivers in the late 1930s and early 1940s. Complaints resulted in the initiation of a channel bank protection project within the Riverton Project. This program, consisting largely of bank sloping and various types of revetments combined with numerous efforts to establish a growth of vegetation in the channel, was, in general, not successful. Erosion continued until, in 1952

(1) BORLAND, W. M., SCHROEDER, K. B., and MILLER, C. R., A Plan of Channel Erosion Control, Five Mile Creek, Riverton Project, Wyoming. U. S. Bureau of Reclamation, April 1953, p. 29.

(2) *Op. cit.* p. 2.

According to Bureau of Reclamation estimates, Five Mile Creek contributed 49 percent of the total sediment being deposited in Boysen Reservoir after the closure of Boysen Dam in 1951. The economic cost of an annual loss of irrigated land by erosion damage to roads and to irrigation facilities, led to a decision on the part of the Bureau of Reclamation that the erosion on Five Mile Creek between the mouth and the Wyoming Canal had to be checked.

The limiting factor in the implementation of such a decision was the question of the cost of the control program. For various reasons, it was impractical to make any considerable reduction in the amount of drainage and waste water in Five Mile Creek. An intensive effort to educate the farmers in the use of more efficient irrigation methods had shown few results. A proposal, made in 1940, to collect the wastes in an artificial channel and, by the use of control structures, convey this water directly to the Wind River was considered to be too costly. Rock of good quality for riprap was not available locally and any plan to import rock for bank protection throughout the length of the Project reach of Five Mile Creek would be too expensive.

Cost having precluded any «permanent» type of construction, recourse had to be made to the so-called «temporary» types of channel protective measures—jetties, spurs, vegetative growth, etc., which would be of lower first cost but whose efficiency and annual maintenance charges were unknown or speculative. Although a considerable amount of protective work of this type had been tried and failed, there had been enough success in some reaches to lend a guide to the design of an effective plan of channel control. Before embarking on the design, however, a comprehensive plan of data collection was put into effect.

The Geological Survey established a suspended sediment sampling station at the mouth of Five Mile Creek in August of 1948. In 1949, stations were established where the creek entered the Riverton Project and at the mouths of 13 project drains which were tributary to Five Mile Creek. The stations on the drains were discontinued at the end of the 1950 water-year. The Geological Survey⁽³⁾ estimated that for the months of March through September of the 1949 water-year and for all of the 1950 water-year, only about 23,900 acre-feet of water out of a total of 142,500 acre-feet passing the lowest gage on Five Mile Creek were not accounted for by measurements at the drains or at the upper gage on Five Mile Creek. In contrast, estimates of computed total sediment load showed that for the same period, out of a total of 404,000 tons of sediment passing the lower gage, 4,969,000 tons were *not* accounted for in the measurements on the tributaries. In other words, it appeared that within this period almost 5 million tons of sediment had been eroded from the channel of Five Mile Creek and, furthermore, that channel erosion appeared to be by far the largest source of the sediment load of the stream.

Late in 1949 a third gaging station was established on Five Mile Creek about 5 miles below the mouth of Ocean Drain. This permitted a further delineation of the source of sediment in Five Mile Creek. The Geological Survey⁽⁴⁾ estimated that during the 1950 water-year, 47 percent of the total load of Five Mile Creek at its mouth was eroded from the channel between the upper gages on the stream and 53 percent from the channel between the lower gages.

In the summer of 1952, the Bureau of Reclamation selected 25 representative cross sections, on the basis of a reconnaissance survey to establish various characteristics of the channel. Later, eight additional selections were added after study of the original 25. Close study resulted in the elimination of some sections until only 17 were

⁽³⁾ COLBY, B. R., HEMBREE, C. H., and RAINWATER, F. H., Sedimentation and chemical quality of surface waters in the Wind River Basin, Wyoming. U. S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1373, 1956, pp. 102-3.

⁽⁴⁾ *Op. cit.* p. 107.

finally adopted and designated as measuring stations. At each station three cross sections were selected, a staff gage with a known zero elevation was established and the ends of each cross section were tied to a traverse which had been made along the north bank of the stream.

Procedures at each of the 17 measuring stations were reported by the Bureau of Reclamation⁽⁵⁾ to be as follows:

- a) Cross sections were obtained by standard procedures. The inundated area was determined by the difference in the elevations of water surface and streambottom.
- b) Thalweg distances were determined to define stream gradient in each reach.
- c) A discharge measurement was obtained at each measuring station in conjunction with the cross sectioning.
- d) Suspended sediment and bed-material samples were obtained at the time of cross sectioning, with suspended load samples being taken at the same place as the discharge measurements. Samples were taken at the quarter points of flow. Bed-material samples were taken at each cross section at representative points.

In addition, suspended sediment samples were obtained at the original 25 measuring stations and at the middle and lower stream gages on August 4, 1952, and at all 33 measuring stations and at the gaging stations on August 26, 1952. Surface bed-material samples were taken at the 17 measuring stations on August 14, 1952. Deep bed-material samples were obtained at all 17 measuring stations on September 10, 1952.

Information thus secured, when combined with that found from topographic and geologic surveys of the stream channel provided a great fund of information about the characteristics of the stream. The next step was to translate these characteristics into an effective control program.

It had long been recognized that material wetted by ground water at the base of the vertical channel walls was a source of instability. Readily slumping if undercut and easily moved by flowing water, its removal weakened the whole channel wall so that impingement of even minor flows resulted in the falling of large sections of the channel walls. The fallen material was then easily attacked and moved downstream by flows of all magnitudes, considerable sorting of bank material taking place with different sized flows.

Observation showed that where resistant material was found at the base of the channel walls, little erosion occurred. Previous works, therefore, had been undertaken either (a) to keep water from impinging on the banks, or (b) to increase bank resistance. Because of cost considerations, attempts were made to reach these objectives by means of pervious and impervious jetties and groins, vegetative controls and like measures of a minor nature and of low cost. Study revealed that in narrow channels failure of these protective works took place during flood periods. Forces due either to shear or velocity, were too great to be withstood by works whose greatest merit was low cost of construction. It was also found that failure took place in very wide channels because there was no relation between alignment of banks and direction of flow of the stream. Therefore, it was possible for all low flows and even some flood flows to pass lines of jetties at right angles to their location, flow without interruption, and attack banks behind them.

When it was observed that large amounts of deposition took place in the wide sections of the stream channel during flood flows, particularly in those locations above channel constrictions effected by backwater, it was concluded that bank protection had to be related to channel stability. Channel stability in turn was associated with the ability of a given flow to continue to move its load downstream.

⁽⁵⁾ *Op. cit.* p. 79.

the Five Mile Creek problem, then, was to provide continuity of flows and sediment movement at flood stages in a channel that would be stable at low discharges.

The work of Leopold and Maddock (⁶), later published in 1953, was available for consideration in the design of the channel stabilization program. Analysis by Leopold and Maddock of data from a number of gaging stations showed that a stream must increase its velocity in passing from a narrow section to a wide one if the sediment load is to continue to move. To do so would require an increase in velocity accompanied by a considerable decrease in depth, a result which can be accomplished, hydraulically, only by an increase in slope or by a decrease in the resistance to flow.

Although this happens in some natural channels, it did not happen in Five Mile Creek. Wide sections were no steeper than narrow ones and there was no systematic relation between width and hydraulic roughness in conformance with Leopold and Maddock conclusions. Thus, deposition took place in wide sections. This diverted the drain and waste water against the banks with the consequent erosion of bank material.

Leopold and Maddock did not study the effect of size of material on channel characteristics. A study by the author of stream characteristics in a number of different locations suggested the following relationship despite a limited amount of data.

$$V = k[w^{1/2} L d S^{2/3} V_s^3]^z \quad (1)$$

where v is velocity; w , the width of the channel covered with water; k , the intercept, and z the exponent of a line best fitting the observed data; L is the load in tons per day; S , the slope of the stream, V_s the setting velocity of the sediment, and d is the mean depth of the stream. The Bureau of Reclamation (⁷) found that the equation

$$V = 1.51 \left[\frac{w^{1/2} L d S^{3/2} V_s^3}{1 \times 10^{-5}} \right]^{0.1514} \quad (2)$$

fit the data reasonably well. This was reduced by the use of the Manning equation to

$$V = 2.9 Q_s^{.24} C_s^{.16} S^{.18} V_s^{.47} \quad (3)$$

where Q is the water discharge in cubic feet per second and C_s is the sediment concentration in parts per million. It should be pointed out that the value of « n », the channel roughness, may be ignored in the determination of velocity. This is not the case if an attempt is made to solve this equation for width. The selection of the proper « n » value becomes all important in the determination of width.

The velocities computed by the foregoing equations gave velocities somewhat greater than those indicated by Leopold and Maddock. However, since the Bureau of Reclamation concluded the data collected at stable sections in Five Mile Creek fitted equation 2 reasonably well, equation 3 was adopted for purposes of design.

Discharges and accompanying sediment loads, based on local observations were selected for the reaches above and below the middle gage. Design widths for fluvial stretches were computed using the observed slope. In each case after a channel width was selected the tractive force on the bed was computed to make sure the values fell between values of 1.0 pound per square foot and 0.05 pound per foot. These are enveloping limits of observed data, hence include a wide variation in erosive

(⁶) LEOPOLD, L. B., and MADDOCK, T. Jr., The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic implications, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 252, 1953, p. 24.

(⁷) *Op. cit.* p. 87.

capacity. Nevertheless, they serve as another guide to criteria for channel characteristics.

In preparing a plan for corrective works no work was proposed where resistant banks made the channel stable. No work was proposed where the channel was less than the design width. The limits of the channel in wide sections was defined by lines of permeable jetties, or jacks, backed up by permeable or brush-filled wire groins whose purpose is to keep throwing water back into the designed channel.

An important departure from usual channel protection planning, however, was in the effort made to preserve continuity of the energy gradient. Sharp curvature was avoided, even to the extent of cutting off bends. Constructions were widened in some locations; at others resistant material in the channel bottom was excavated in order to prevent backwater and consequent deterioration of the channel.

It was realized that the flows of water originating on the project would scour the new channel between jetties. However, in sections of Five Mile Creek which were stable, it was observed that the bed of the stream had armored with coarse material. Deep borings showed gravel in sufficient quantities for armoring in all except the lowest reaches of the stream. Because these reaches were inherently unstable owing to the varying elevation of Boysen Reservoir, no work was planned for installation in them. The work was completed, except for some planting, in 1953.

Detailed description of the procedures followed in the design of the protective works and of the details of the works themselves are given in the paper «A Plan of Channel Erosion Control, Five Mile Creek, Riverton Project, Wyoming,» by Borland, W. M. Schroeder, K. B., and Miller, C. R., U. S. Bureau of Reclamation, April 1953, and in the paper «Design of Stable Canals and Channels in Erodible Material» By Terrell, P. W. and Borland, W. M., Trans. Am. Soc. Civ. Eng., vol.123, 1958.

Thus, what appeared to be a problem in erosion control and bank protection was analyzed and treated as a problem in stable channel design. What have been the results of the program of erosion control?

Inspection of the channel of Five Mile Creek in the fall of 1954 showed that «The runaway channel deterioration that existed on Five Mile Creek 2 years ago has been checked. Present bank erosion is limited to local areas or reaches, which will be corrected by routine maintenance⁽⁸⁾». Furthermore, the same report stated that «Vegetation of all types, natural and planted, is beginning to take hold in the channel overflow sections of Five Mile Creek and behind the revetment works».

The latter comment is important because a great deal of effort had gone into earlier attempts to get vegetation to grow in Five Mile Creek channel. Evidently vegetation placed close to the channel walls was covered and lost by slumping while that in the wide channel was either destroyed by the abrasive action of the moving sediment or could not grow in a free water area, subject to ice and other unsatisfactory environments. With the channel position remaining fixed and degrading slightly as the bed coarsened, a large flat area, not wet but moist, has been created. Vegetation has moved into this area and the density of this vegetation increases year by year as continued growth takes place.

Under the conditions of the past few years with few large floods, but high sustained flows, it is clear that the control of the channel is dependent on a frequent spacing of the supporting groin system or on the use of some material on the jetties to collect debris to deflect water at low flows. It may well be that eventually, after

(8) MILLER, C. R., Field Trip Report—Inspection of Channelization and Bank Protection on Five Mile and Muddy Creeks and Discussion of Recent Muddy Creek Report—Riverton Project, Wyoming. Bureau of Reclamation, September 1954

uilding of a well-defined flood plain, local supplies of rock may be used to control the stream at critical locations.

Originally, the life of the jetties was estimated at 10 years. After 6 years of observation it appears that the actual life will be considerably longer. Wire and brush groins also appear to have, under conditions found in Five Mile Creek, a life of more than 10 years.

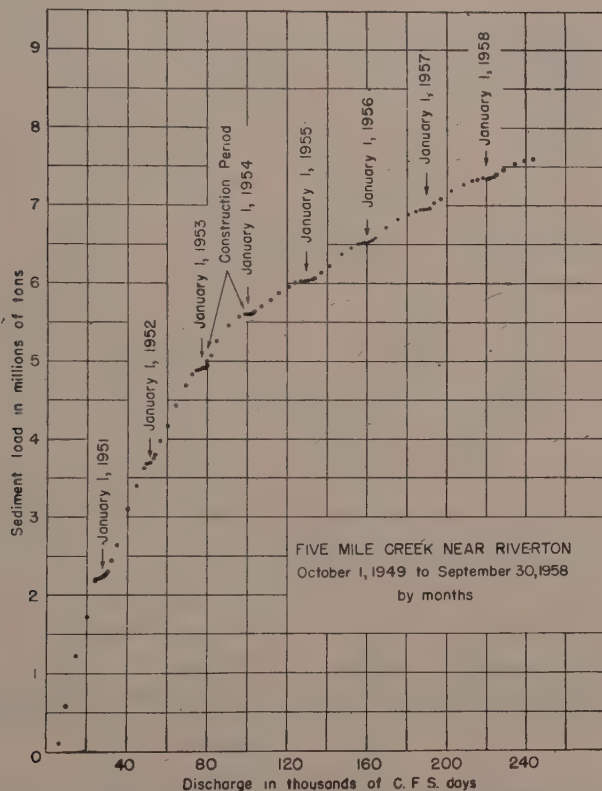


Fig. 2 — Graph showing accumulated discharge and sediment load of Five Mile Creek near Riverton, Wyoming, October 1, 1949, to September 30, 1958.

The monthly discharges and sediment loads reported by the U. S. Geological Survey⁽⁹⁾ for two of the three gaging stations on Five Mile Creek are shown on figures 2 and 3. Keeping in mind that the period of installation of corrective measures was from March to October of 1953, the graphs clearly show the relation between sediment and discharge before and after the period during which the protective works were installed—between March and October 1953. The graphs also show the high runoff and high sediment load of the irrigation season as opposed to the low runoff and sediment load of the winter season.

The effect of a number of local storms in 1950 is also shown. The increase in

⁽⁹⁾ Quality of Surface Waters of the United States, Parts 5 and 6, Water-Supply Papers, U.S. Geol. Survey.

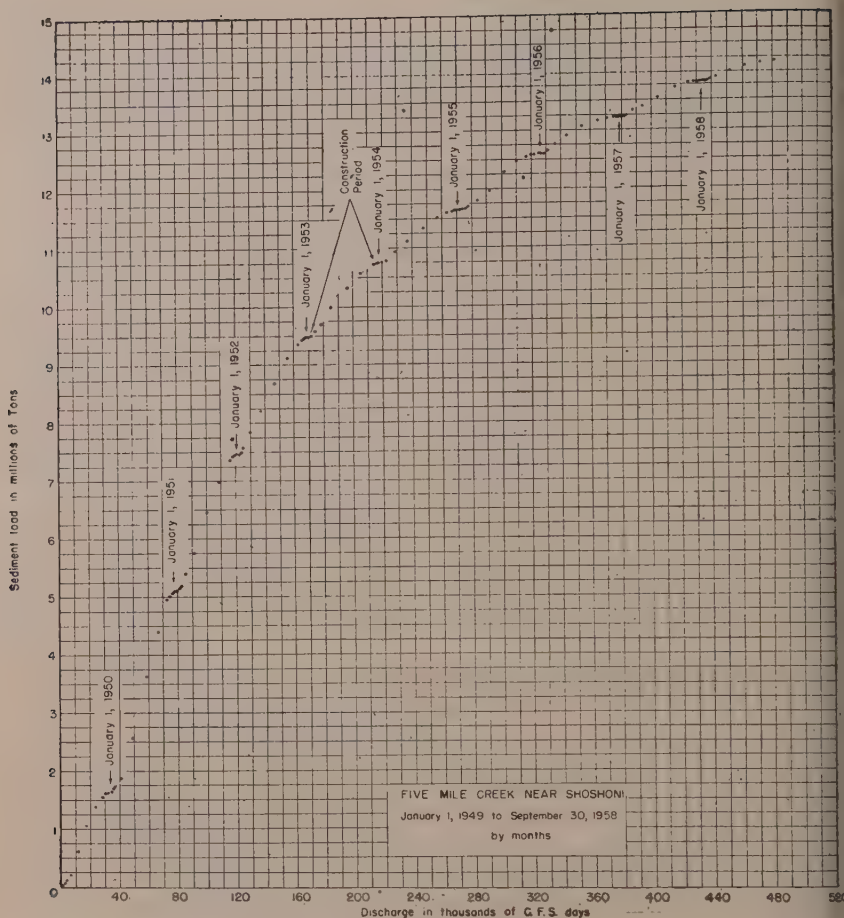
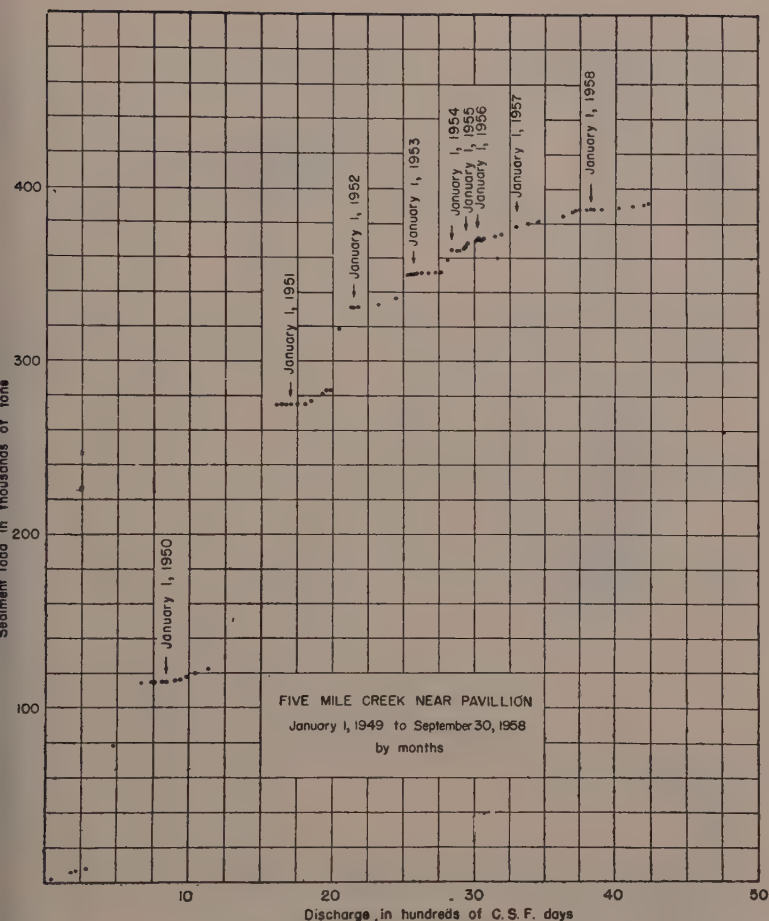


Fig. 3 — Graph showing accumulated discharge and sediment load of Five Mile Creek near Shoshoni, Wyoming, January 1, 1949, to September 30, 1958.

sediment load during the summer of 1950 is not due entirely to an increase in storm runoff. Rather it is due to the decrease in demand for irrigation water immediately after a storm and the fact that all unused water in transit in canals and laterals of the irrigation system must be wasted. The principal effect of direct stormrunoff, in the uncontrolled channel, was to deposit a portion of a high sediment load, making the channel unstable, throwing water against channel walls, and thus increasing the erosional activity of the augmented wastes from the irrigation system.

Another example of the effectiveness of the control works is shown by the fact that the storms of July 1955 produced runoff at the lower gage in excess of that—observed in either 1950 or 1951. Yet the maximum sediment concentration was only 36,700 ppm in 1955 as compared to a maximum of 83,000 ppm in 1950. The largest observed concentration at the lower gage was 136,000 ppm in 1949.



4 — Graph showing accumulated discharge and sediment load of Five Mile Creek near Pavillion, Wyoming, January 1, 1949, to September 30, 1958.

The erratic nature of the non-project runoff, in contrast to runoff originating in the irrigation system is shown on figure 4. The graph shows the runoff and sediment observed at the upper gaging station on Five Mile Creek just above the crossing of the Wyoming Canal, the main canal of the Riverton irrigation project. Runoff at this location is controlled to a considerable degree by dams and water-sedimenting systems constructed by land-management agencies operating in the upper drainage basin. The floods of 1955 were large at the lower gaging station and were important at the upper gage. Assuming reasonably similar rainfall patterns, it would appear that this work has been effective in reducing flood crests originating in the upper drainage basin.

The construction work, completed in 1953, cost about \$ 400,000. The annual cost of upkeep, improvement and maintenance has averaged about \$ 4,000 or one percent. This is less than anticipated at the time original estimates were made, but it appears to be no reason why the present costs should increase to any great

tent. Assuming that total annual costs would be about \$16,000 and that the reduction in sediment load has been about 1,600,000 tons per year, it has cost about one cent per ton to control the movement of sediment in Five Mile Creek. If reservoir sediment weighs 60 pounds per cubic foot, the cost would be about \$13 per acre-foot of reservoir in position. Not very many reservoirs can be constructed this cheaply. Attempts to reduce the sediment load still further by refinement or modification of methods now in use probably will not yield so great a return.

To what extent can the methods and procedures used in the successful Five Mile Creek plan be used in other locations? Probably very well if certain precautions are observed.

First as complete a study as possible of what is going on in the problem area must be made. The data collected prior to the design of control works for Five Mile Creek were unusually complete and comprehensive. Data were available to describe the quantity of water and sediment in motion at different times. The channel geometry throughout the length of the stream was known and the kind of sediment in the bed of the stream as well as that in motion could be described.

A second precaution—since we know so little about the hydraulics of natural channels—is to make sure that whatever equations are used for design purposes have been developed from data that are representative of local conditions. The equation used to compute velocity of the stream fitted data collected at locations in Five Mile Creek known to be stable. The equation used contains among the variables sediment concentration, C_s , slope, S , and settling velocity, V_s , a size parameter. There is a considerable degree of cross correlation among these parameters—that is, C_s and V_s tend to have an inverse relationship while each tends to vary directly with slope. Thus, when these values appear in a function such as equation (1) the exponents will vary depending on the location from which the data are collected, particularly if multiple correlation techniques are utilized.

Third, as was stated earlier, while the selection of the value of « m » was not particularly important in the determination of the velocity, it is very important in determining the width. If there is any one reason for the satisfactory maintenance of the design channel it is that the « m » value was well chosen. Again this reflects knowledge of local conditions.

Finally, a little luck with the weather helps. No big storms occurred during the period immediately following construction. This is the critical period in works of the type adopted because they require the support of vigorous vegetative growth if they are to be permanently successful. In the case of Five Mile Creek, vegetation is developing rapidly and is now helping the groins and jacks control the flow. While the final result might have been no different, heavy storms undoubtedly would have increased the maintenance cost of the channel control project.

One matter which must be considered is that while the sediment discharge of Five Mile Creek has been cut to one half, or less, of that prior to control work, there is still a large amount of sediment being removed from the channel system. It will be interesting to see what happens in this stream under future conditions of runoff and vegetative development.

EFFECTIVENESS OF EROSION ABATEMENT PRACTICES ON SEMIARID RANGELANDS IN WESTERN UNITED STATES

H.V. PETERSON and R.F. HADLEY

SUMMARY

The semiarid rangelands in Western United States yield large quantities of suspended sediment to streams, causing serious erosion problems and resulting in reservoir sedimentation and damage to valley bottomlands. This paper deals with the control of erosion on the higher rangelands, near the sources of sediment, and its effectiveness both in reducing the downstream problems and in restoring the range.

All rangeland conservation practices have for their ultimate objective increased vegetation and reduction of erosion. Treatment practices to accomplish this fall into two categories: (1) range rehabilitation, which deals primarily with the land, and (2) structural treatment, which deals mainly with control of runoff. Range rehabilitation includes such practices as reduced grazing use where needed, reseeding in favorable locations, and increasing soil permeability by puncturing the soil mantle by pitting, disking, contour furrowing, and similar practices. Structural treatment is designed to prevent stream flooding and to induce channel aggradation.

The effective life of conservation structures places a definite limitation on their usefulness for erosion abatement. Data are scant from which an evaluation of the effectiveness of structures or practices may be determined. There are, however, some trends that may be cited. In the Cornfield Wash basin, New Mexico, the storage capacity in several small reservoirs was reduced by 39 percent in the 5-year period 1951-55. The regulation of streamflow furnished by these reservoirs is rapidly diminishing but the problem of gullying downstream has not been remedied.

Where dams are constructed primarily to induce sedimentation within gully channels, reservoir life is of little significance and in fact the real effectiveness of the structure is increased with filling of the reservoirs. Examples of this type of treatment in Polacca Wash, Arizona, and Box Creek, Wyoming, are described.

Gullying of once productive valley grazing areas is one of the serious erosion problems on western rangelands due to both its destructiveness and wide distribution. Studies on methods for rehabilitating the lands are under way and one experiment designed to increase the rate of aggradation in the channel and to move the location of the deposition area upstream as lower reaches become filled is described.

All range conservation practices that involve regulation and possible depletion of surface flow must be evaluated with regard to both cost-benefit ratio and water yield, especially where the competition for water is constantly on the increase as in the semi-arid Western United States.

1. THE EROSION PROBLEM

Rangelands comprise more than one-half of the total area of the 11 Western States of the United States. These lands have little agricultural value other than for grazing. The arid to semiarid climate which characterizes most of them combined with the characteristically immature and commonly rocky soils and unfavorable topography, precludes their use for agriculture. Most areas that are amenable to irrigation by reason of available water and favorable relief have already been developed for agriculture.

The same features which in the aggregate make the land fit only for grazing use also tend to make it vulnerable to erosion. The low precipitation supports sparse vegetation that is only partly effective as a protection against erosion. Periods of drought are often interspersed with high intensity rains that generate short but destructive flood flows, and an occasional wet year with 2 to 3 times normal precipitation gives rise to the long continued floods that are so effective in eroding and transporting great quantities of sediment. Physical features of the land likewise tend

vor rapid eroding. Hilly terrains with thin rocky soils usually support an ineffective vegetative cover and so are eroded easily. Even flat valley lands with deep alluvial soils often have a poor vegetative cover, owing to insufficient moisture, and are thus vulnerable to certain types of erosion, particularly gully cutting.

Added to the natural features that favor erosion is a long history of past abuses stemming from severe overgrazing. Until 1936 all public domain lands were open range, available for use by anyone without restriction or regulation. The result was indiscriminate use by both sheep and cattle, at all seasons of the year, and without consideration of the proper grazing capacity as a means of maintaining the optimum protective cover. Also, because the land was open to everyone, there was little development of range-water facilities. Heavy concentration of animals and severe overgrazing was common around water holes and on the trails leading from the water holes to the areas where forage was available. The forage was often located miles from the water because the range had been stripped by the great numbers of livestock forced to water at the same location.

Under these conditions all forms of erosion developed, some to a striking degree. Gullying and sheet erosion are common on the sloping lands and many of the valleys have been dissected by gullies. Gullying of the valley floors has in turn set the stage for widespread sheet erosion and development of low-relief badlands extending back from the gully banks. Gullying is considered the major erosion problem owing to its destructive action and its extensive distribution. An example of its distribution is cited by Bailey (1935), who states that of the 115 major tributaries which enter the Colorado River above Grand Canyon (drainage area, 137,000 square miles) 41 have been gullied. This doubtless represents the extreme in gully development, but as shown by Peterson (1950), other streams draining rangeland have developed gullied channels only slightly less extensive than those in the Colorado River basin.

The importance of gullying as a source of sediment is shown by surveys of the total volume of sediment removed when the gullies are formed. Surveys made by the Soil Conservation Service in 1936-37 of the Rio Puerco channel, tributary to the Rio Grande in the Middle Rio Grande Basin in New Mexico (fig. 1), show that the excavated volume in the channel was 250,000 acre-feet. An additional 200,000 acre-feet of sediment has been removed by sheet erosion and gullying in minor tributaries, all directly traceable to the cutting of the Rio Puerco channel. No recent surveys have been made, but sediment and streamflow records show that, although the Rio Puerco contributes only 10 percent of the total discharge, it contributes more than 65 percent of the sediment entering the Rio Grande.

Gregory (1950) cites an example of sediment removal by gully erosion in Kanab Creek, a tributary to the Colorado River just above Grand Canyon. (See fig. 1). He quotes an early Mormon settler of Kanab in southern Utah who stated that a channel 60-70 feet wide, 60 feet deep, and 7 miles long, representing a total volume of 7,000 acre-feet, was removed in a 6-week period during the great flood that occurred in 1882. Since then the channel has become deeper and wider and the head of the gully has moved upstream many miles. Other equally impressive examples of the serious nature of gully erosion could be cited.

Gullying combined with other types of erosion is causing serious problems in the best streams of Western United States. Although the filling with sediment of the in-stem reservoirs, such as those located on the Colorado River and Rio Grande, is not expected for many generations, mainly because of their very large storage capacities, smaller reservoirs located on minor streams and tributaries are being filled at a rapid, and in some cases an alarming, rate. This applies particularly to check ponds and small irrigation and conservation reservoirs. As an example, consider a group of 17 retarding reservoirs constructed for flood control and erosion abatement in the 23-square-mile drainage area of Cornfield Wash in north-central New Mexico

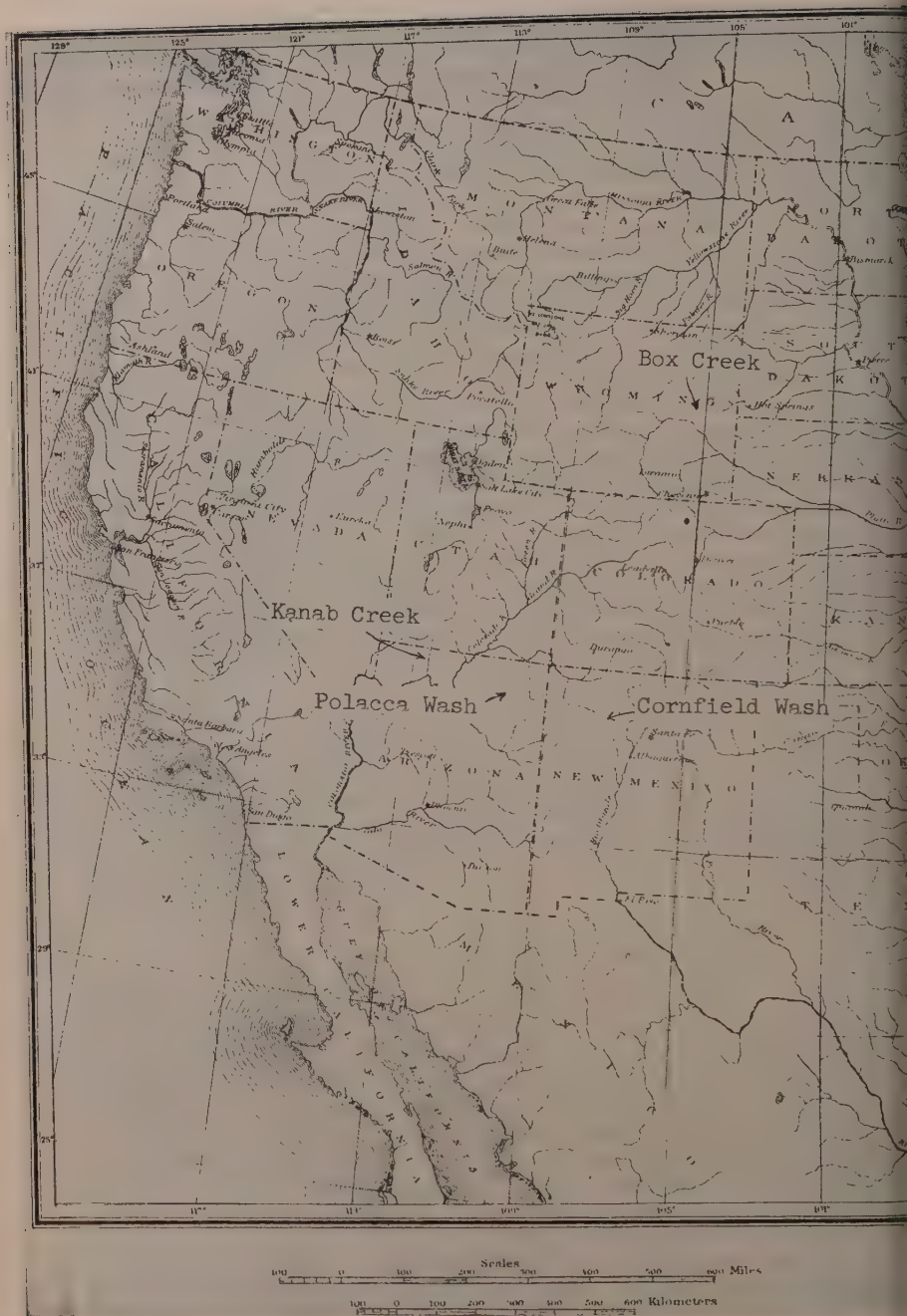


Fig. 1 — Map of Western United States showing location of study areas.

1). Studies show that these reservoirs lost 39 percent of their capacity in the 5 years of operation, 1951-55. The drainage area for the reservoirs ranges from 5 to 7.1 square miles and the initial storage capacity averaged 35.5 acre-feet per square mile of drainage area. The reduction in capacity resulting from sediment deposition has seriously impaired the usefulness of the reservoirs for their designed function. The example may be somewhat extreme, but in the main it is typical of similar localities in the Southwest.

Another damaging condition resulting from excessive erosion and sedimentation is evident in the once highly productive valley lands that have been destroyed by gullying. The forage plants originally growing on these lands subsisted mainly on occasional irrigation that resulted when flood runoff exceeded the capacity of shallow drainage channels and spread across the adjacent grasslands. Gullying of the channels has eliminated the overbank flooding and deprived the plants of moisture. As a result, the plants have died, leaving large areas completely barren and without life. In some valleys used for agriculture, excessive deposition of sediment in the channel, resulting from rapid erosion in upstream sources, is causing waterlogging and drainage problems in areas adjacent to the stream.

In recent years deposition of sediment in the major stream valleys has added to the seriousness of another problem, namely, the consumption and wastage of water by phreatophytes, particularly saltcedar (*Tamarix gallica*) and related types. Deposits of sediment along streambanks and on the adjacent flood plains provide an environment that appears to be the ideal environment for phreatophyte growth. The high water table common to these localities, combined with the natural fertility of the freshly deposited sediments, stimulates very rapid growth of the plants. Studies made in the Safford Valley of Arizona (Gatewood and others, 1950) show that saltcedar will use up to 10 inches of water per year with the water table 4 feet below ground level, and 7 feet per year with the water level 7 to 8 feet below ground level. This loss is approximately three times greater than the natural evaporation from bare ground would have been if the water table at the same distance from the surface and it is probably two to three times greater than would have been required to raise crops of small grain successfully. As the phreatophytes have no commercial value, the difference between the water they consume and the natural loss of the water that might have been used in raising crops is a complete waste. The plants have shown their greatest development and most rapid expansion in southern latitudes where sediment deposits along major stream channels are being continually renewed by extensive erosion within the drainage basins, mainly on grazing lands. Infestations of saltcedar have recently been found in similar deposits located in the northern latitudes, particularly in delta deposits at the heads of reservoirs and in other favorable sites located along the channels.

TYPES OF CONSERVATION PRACTICES

Recognizing the continually expanding problem of damage related directly to excessive erosion, corrective conservation measures of varied kinds and types have been attempted during the past 25 years, with varying degrees of success. The measures are divided into two general classifications: (1) those dealing with the land; (2) those dealing with water or runoff. Land treatment includes such measures as reduction and regulation of grazing, reseeding, brush removal, contour furrowing, terracing, pitting and other similar practices designed primarily either to slow down runoff or to increase permeability by puncturing the soil mantle. Although each of these measures has some effect on water yield, a more positive control of runoff is attained through use of structures. These may vary in size and cost from the very large dams designed primarily for flood control, but occasionally operated

in connection with waterspreading operations, to the simple gully plugs used in an effort to control and heal small gullied channels. Other conservation structures used mainly for the control of water are the various types of waterspreaders designed to intercept runoff and distribute it evenly across the surface, thus affording greater opportunity for infiltration and the growth of vegetation. The waterspreaders were constructed of a variety of materials including earth, loose rock, handplaced rock, concrete, slash, loose brush, brush tied with wire, and even dense plantings of cacti and low shrubs in the form of hedges.

2.1. Land-treatment practices

2.1.1. *Reduced grazing.*—Among the land-treatment practices, control of grazing was early recognized as essential if success of other conservation measures was to be achieved. Such control became possible with establishment of grazing districts and assignment of grazing allotments to individual users. Under these conditions the user was willing to support regulation and reduction in the number of livestock since in doing so any improvement of the range accrued to his benefit and he did not run the risk of losing it to a less conservation minded competitor as he did under open-range conditions. An example of the actual amount of reduction in cattle and sheep and in animal-unit-months of grazing for the period 1937-40 to 1955 is shown in table 1. An animal-unit-month is defined as the grazing forage requirement for 1 cow or horse or 5 sheep or goats for a period of 1 month.

TABLE 1

Changes in livestock grazing in 16 grazing districts located in the Colorado River basin above Grand Canyon, Ariz., 1937-40 to 1955

Type of grazing	1937-40	1955	Difference	Percent reduction
Cattle and horses	440,945	378,197	— 62,749	14
Sheep and goats	2,400,962	1,526,859	— 874,103	36
Animal-unit-months	3,581,800	2,695,853	— 885,947	25

Reductions in other grazing districts in the West are probably equivalent or at least approach those in the Colorado River basin. The reason for this statement stems from the fact that reductions in the Colorado River basin districts were made on a voluntary basis, and presumably therefore can be considered as representing an economic benefit, either immediate or potential, to the grower. It appears logical therefore to assume that growers in other grazing districts would follow a similar practice.

In contrast to the reduction of numbers in grazing districts there has been an actual increase in the overall livestock population of the 17 Western States during this same period (Renner, 1954). Large increases on privately owned grazing lands and on lands outside of grazing districts appear to account largely for the overall increase. However, even with the increase most ranges are said to be improving. This results in part from favorable precipitation and growing conditions which prevailed during most of the period, and also in part from the fact that the grower had acquired the knowledge and the facilities for operating and improving ranges in a highly effective manner.

The effects of grazing reductions and other nonstructural land-treatment measures are difficult to define or evaluate, and it is practically impossible to isolate the effect of any one measure. It is to be expected that where various types of treatment have been accompanied by grazing reduction, any resulting improvement would represent the combined effect of all measures. As an example of this condition, changes in the Colorado River basin can be cited. Beginning about 1942 there has been a gradual reduction in the ratio of suspended-sediment discharge to annual runoff as indicated by double-mass diagrams or other plotting methods. As shown in table 1, this reduction coincides with the reduction in livestock population. Also, prior to and following 1942, particularly after the close of World War II, an active conservation program was in force within the basin, including both land-treatment and structural measures. Although the percentage of the total basin area so treated was small, it included some of the most severely eroding areas, and there was, therefore, opportunity for greater effectiveness in producing results. Yet, with all this apparently positive evidence, it is impossible to state that the drop in ratio of suspended-sediment discharge to runoff is the result of erosion abatement stemming from reduced grazing, land treatment or structural treatment, either in combination or alone. Some other factor such as some slight change in runoff conditions or in rainfall characteristics could have been responsible. Slight changes in the condition of rangelands involving improvement or deterioration of both vegetation and erosion features are extremely difficult to appraise without very detailed studies extending over a long period of time.

One study of the effect of land treatment is now being made by the Geological Survey in a small area in New Mexico. The study involves a comparison of the runoff sediment yield, and reestablishment of vegetation in two adjacent similar basins, one of which was pitted and the other was left intact. The pitting was accomplished through use of a heavy roller to which were attached spikes 12 inches long, placed at 3-foot centers. As the roller was pulled over the area, the spikes pierced the ground to an average depth of about 8 inches, and in the rolling operation it broke up the soil for a few inches around the point of penetration. No attempt was made at reseeding the area.

In the 3 years of observation there has been no discernible change in vegetation in the treated area compared to the untreated one. Examination following storms show that penetration of moisture around the pits was considerably greater than in the intervening area between pits and in the untreated area, but for some reason not understood, this additional moisture failed to stimulate plant growth. The increase in soil moisture was reflected in a slightly lower runoff and a lower sediment yield, but here again the results may be somewhat questionable since the reduction in runoff might have resulted from a slightly lower quantity and intensity of rainfall on the treated area. Such differences may not be detectable where recording rain gages are located at about 1-mile intervals, as they are here. It should also be noted in passing that precipitation during the 3-year study period was well below normal.

2.1.2. Structural treatment.—The effectiveness of small structures such as rock and brush spreaders, gully plugs, and small diversion dams is less difficult to evaluate since it is possible to observe how the structures act and the changes that occur in their immediate vicinity. Several studies of their performance have been completed, and the results generally have been disappointing. Two possible reasons can be ascribed for the ineffectiveness of these structures:

- (1) heavy damage to the structure and a high percentage of breaching or complete destruction, which makes proper maintenance impractical;
- (2) lack of reestablishment of vegetation, even in those areas where the structures have performed as anticipated. Table 2 shows the condition of 191 structures located

in the upper Gila River basin in southern Arizona and ranging in age from 6 to 10 years.

TABLE 2
Effectiveness of land-treatment structures

Type of structure	Number examined	Number breached	Effect on vegetation
Small earth diversion dams	37	14	Considerable sediment deposited above dams but vegetation negligible.
Hand-placed rock spreader	65	33	Sediment deposited above spreader but no perennial vegetation established
Loose rock spreader	27	16	Little sediment deposition, vegetative recovery negligible.
Brush spreader	30	30	Results negative.
Wire and brush spreader	32	16	Fair sediment deposition but no appreciable amount of vegetation established.

The almost complete absence of any appreciable benefits to vegetation from structures of this type, plus the excessive costs of maintenance, precludes the further use of such units in areas where climate and soil conditions are similar to what they are in southern Arizona. In general, structures like these have been dropped from all conservation programs on rangelands in Southwestern United States.

In more temperate areas, with higher precipitation, it appears likely that small structures such as those just described would be effective. The sediment deposition behind the structure makes a good seed bed even in the drier climates and the chief reason why vegetation failed to respond appears to be the lack of sufficient favorably distributed rainfall to germinate the seed and nurture the plant to the stage where it can withstand the intense summer heat. Equally good seed beds should be formed behind structures built in areas with temperate climates and as the moisture requirements would not be so demanding for growing vegetation, the chances for success in this type of treatment should be greatly enhanced. Probably due to the large amount of hand labor involved in construction, structures of this type have not been used in the northern more temperate rangeland areas of Western United States so that no direct observations or measurements of their effectiveness are available.

An inherent weakness in many conservation structures results from the condition that often it is necessary to design such structures without adequate hydrologic data for the area in which they will be built. This is done, not because conservationists are unaware of the importance of hydrologic data, but because the data are not available and conservation programs have to be started to meet the public demands. The inadequacy of many conservation structures so designed is reflected in a shortening of their effective life by sediment that arrived at a rate much higher than was anticipated.

pated. Structural failure or damage may be caused by unforeseen high runoff which would have been noted and planned for had adequate hydrologic data been available.

The effective life of a structure may be defined as the length of time the structure continues to perform the function for which it was designed. Under this definition it is apparent, for example, that rapid loss of storage capacity in a reservoir as it is filled with sediment does not necessarily preclude a long effective life for the structure if its primary purpose was to divert water for flood irrigation and to induce aggradation in the channel. However, in constructing a reservoir for storage of flood runoff and subsequent controlled release, a rapid loss of storage capacity will drastically shorten its effective life. There are records and observations on both types of structures in the semiarid Western United States from which some tentative conclusions may be drawn.

In the Polacca Wash drainage basin of northeastern Arizona, some 60 miles of the valley floor was trenched by an arroyo 30 to 40 feet deep in the early years of this century. Because of the importance of these bottomlands to the agricultural economy of the Hopi Indians, a conservation program was initiated in 1944. As a part of this program dams were constructed of sufficient height to divert water from the channel onto the adjacent flat valley floor thus furnishing a flood irrigation to lands which had been bypassed by flood runoff since the arroyo had been formed. Secondary benefits derived from the channel in the form of flood-plain aggradation, above the dams have more than matched the primary benefits of flood irrigation at least in reaching the ultimate objective of valley-floor restoration.

Three earthfill dams have been built in tandem across the Polacca Wash arroyo since 1944 at locations having drainage areas of about 340, 500, and 750 square miles. Aggradation is taking place above each one. The deposits have completely filled the channel directly above each dam and from this point they extend upstream varying distances on a gradient that is slightly lower than the valley flow. The remaining storage in the lowest reservoir, which is the oldest, is less than 1 percent of the original capacity, and practically all flood flow reaching this part of the basin is now diverted and used for irrigation on the lands made by the newly deposited sediments. Similarly, the valley floor above each of the other dams has been aggraded and irrigation of the newly formed land is being practiced by diverting flow from the channel to the farm areas.

In this instance, the effective life of the reservoir is not affected by either the storage capacity or the rate of sedimentation because the reservoirs attain the greatest efficiency when filled with sediment. The permanent effectiveness of conservation measures of this kind requires (1) proper use and distribution of the water on lands that are favorable for agriculture or forage production, in this case, the newly formed lands are often the best for agricultural use, and (2) adequate drop structures for return of the excess water to the arroyo at some point downstream so that a new arroyo does not develop at the confluence.

Deposition of sediment resulting from the construction of dams on Polacca and Wepo Washes since 1944 has been estimated at 7,500 acre-feet. This represents approximately 10 percent of the mean annual suspended-sediment load of the parent stream, the Little Colorado River, measured at Grand Falls, Ariz. However, because some natural aggradation doubtless would have occurred without the dams, it is unlikely that the total yield of sediment from the basin has been reduced by this amount.

As a means of extending aggradation upstream above dams, inexpensive small barriers were constructed above several reservoirs in the Cornfield Wash area, New Mexico. (See fig. 1). The types used to date are stable wire-mesh fences, generally less than 3 feet high, placed across the channel at a location where the channel has been filled to within 2 or 3 feet of the valley floor. The wire mesh acts as a trap to

catch brush, trash and sediment, thus inducing deposition in the channel above. Excess flow is diverted around the ends where it is spread harmlessly across sediment previously deposited. It is believed that a succession of these barriers constructed at favorable sites and with proper regard for the stream hydraulics can induce aggradation for an indefinite distance upstream.

The barriers constructed in Cornfield Wash thus far have not been tested long enough to give conclusive results, but to date they have operated effectively, not only in preserving storage space in the downstream reservoirs, but also in increasing deposition within the arroyos. This type of structure is far less expensive than a series of larger dams and has the probable advantage of being less wasteful of water. As more data become available on the optimum slope of deposition, on the most effective height and spacing of the barriers, and on their performance in high flows, it should be possible to make greater use of the structures as a means of reducing sediment movement.

The practice of waterspreading on flood plains adjoining ephemeral streams in the semiarid Western United States is accomplished by some type of a diversion dam. Usually no storage is created except in the channel itself. Advantages resulting from the practice are: (1) greatly increased forage production through irrigation of grass meadows by diverting flood flows that would normally bypass the area because of the deeply eroded channels; and (2) aggradation and eventual filling of the channel above the diversion dams. As the velocity of the flood flow is decreased by the small dams, a part of the sediment carried by the stream is deposited and an arroyo gradually fills to the level of the valley floor. The effectiveness of such a waterspreading system has been studied in the Box Creek basin in Converse County, Wyo. (See fig. 1).

The waterspreader is constructed along a part of the flood plain of Box Creek and involves a reach approximately 4 miles long and less than 1/8 mile wide, with a total area of about 360 acres. The drainage area above the waterspreading system is about 135 square miles. There are no upstream reservoirs or diversions on the main channel but a number of stock ponds on tributary channels have some regulating effect on runoff. The treatment within the area includes 27 diversion dams spaced at intervals of about 800 feet along the channel. No storage is provided but at each dam the flow is forced from the channel on to the adjacent flood plain. Measurements of inflow and outflow of all storm runoff and suspended sediment were made during the runoff seasons in 1956 and 1957. The significant results of the study are summarized below.

During the two seasons of observation two storm periods produced runoff which passed through the entire system. Inflow into the system during these two periods was 990 acre-feet; the outflow was 708 acre-feet. This represents a depletion by infiltration of about 29 percent. For these same two periods the suspended-sediment load was reduced by 75 percent in passing through the system. This waterspreading system has been in operation for 30 years, and the recovery of vegetation and filling of the axial arroyo is nearly complete. Similar reduction in runoff and sediment loss should not be expected in areas that do not have the excellent vegetational cover and other favorable conditions found in the Box Creek basin.

The Box Creek spreader is one of the few such systems installed on grazing lands in Western United States that has successfully been carried to completion. Its development has been evolutionary. As the effectiveness of one dam appeared to be terminating, another was built; and thus there has been a gradual evolution of the valley from its former nonproductive state, where the floor was trenched to a deep arroyo with no opportunity for flood irrigation, to its present state of high productivity. These benefits have been obtained at a cost in money for construction

of the dams and a cost in water for the amount infiltrated and consumed in growing the added vegetation.

CONCLUSIONS

It is important to realize that all types of conservation measures such as those described must be evaluated on the basis of benefits obtained. The simple, cheap structure, such as the low spreader utilized so extensively in the early phases of the conservation program, has proven to be the most expensive since it produced negligible results. The larger, more expensive structures such as those used in Polacca Wash and in Box Creek appear to offer great promise in localities where conditions are favorable. In Western United States the urgent need in conservation at present is to develop methods for refilling the gullied channels that dissect practically all of the once productive valleys. Probably no one method will be applicable; it will likely require a combination and adaptation of several methods. The effect on water supply of any type of conservation treatment will have to be considered. With increasing population and expanding use of water there is strong competition for available supplies so that even the minor demands for conservation programs will be scrutinized to make sure they are fully justified and that they do not impinge unduly on established rights of higher priority.

Conservation on rangelands is more of an art than a science, and the successful conservationist must therefore be alert to changes as they occur. Practices that show no measure of success should be discarded without hesitation, and those that appear to have promise should be carefully studied and analyzed to bring out their strong and weak points. It is only by such an attack that any progress can be achieved in the conservation and rehabilitation of rangelands similar to those in Western United States.

REFERENCES

- HAILEY, R. W., 1935, Epicycles of erosion in the valleys of the Colorado Plateau province: *Jour. Geology*, v. 43.
- ATEWOOD, J. S., ROBINSON, T. W., COLBY, B. R., HEM, J. D., and HALPENNY, L. C., 1950, Use of water by bottom-land vegetation in lower Safford Valley, Ariz.: U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1103.
- GREGORY, H. E., 1950, Geology and geography of the Zion Park region, Utah and Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 220, p. 174.
- PETERSON, H. V., 1950, The problem of gullying in western valleys, in *Applied Sedimentation*, edited by Parker Trask: John Wiley and Sons, chap. 23, p. 407-434.
- ENNEN, F. G., 1954, The future of our range resources: *Jour. Range Management*, v. 7, no. 2.

ON THE MECHANISM OF THE EROSION UNDER FURROW IRRIGATION

B.B. GOSSAK (USSR)

Head of the soil physics laboratory of the Institute of Soil Science
Uzbek Academy of Agricultural Sciences

SUMMARY

1. In the process of erosion under furrow irrigation when watering furrows of the irrigated lands situated on hillsides, the soil is washed away only due to the force of the run-off as splash erosion does not take part in it.

2. To study the mechanism of erosion under furrow irrigation a complex of laboratory and field methods of investigation, based on the relationship between run-off and soil surface was worked out. The investigations were conducted in flumes of different width and device. Both disturbed and undisturbed soils from different horizons and in different physical conditions were subjected to washing away. Characteristics of the flow were also changed by velocity, temperature, the composition of liquids and so on. Besides being measured in the usual way, the process of washing was also microfilmed on a coloured film.

3. When watering in field conditions, measurements of the outgo and speed of streams were taken and ratio of Fr and Re were determined. To analyse the sample of alluvia the volume and dimensions of the washed out hollows were taken.

4. Of all the soils of the USSR the desert and grey soils are most erodible. The reason for this was found to be their poor contents of humus and mineral colloids as well as high contents of fine dust in them. The organic matter covers the elementary particles only in some spots and does not secure their firm binding. When watering, a rapid process, the air squeezed in the soil aggregates explodes the latter into fine particles which are easily carried away by the water flow.

5. It has been ascertained by special experiments that the water flow running over the surface of the soil causes electrokinetic phenomena which are called forms by a double electric layer.

These phenomena are also an additional cause for erosion.

By means of model investigations and by determining the susceptibility of separate rocks an attempt was made to ascertain the relations between the relief form and the composition of the rock forming the surface of the earth.

6. To defend soils against erosion under furrow irrigation agro-physicists and irrigators of Middle Asia have devised special ways of watering which are already being used. Moreover, we have suggested methods of increasing the binding capacity of the soils by introducing special matters improving their structure. Finally some ways of watering with air being preliminary squeezed out of the soil aggregates are suggested.

Irrigation erosion is a frequent occurrence in Uzbekistan⁽⁶⁾ and in the neighbouring republics of Middle Asia and, as we know, in other countries too, if water is applied on steep broken land^(10,14).

The author and Maxsudov's observations on cotton⁽⁸⁾ showed that this type of erosion results in a decline of fertility and in a sharp fall of cotton fibre yield, quality being simultaneously deteriorated too. At the same time the area of deposition suffers from an excess of water and nitrogen.

It is well known that fitting irrigation methods: length of the run and furrow gradient, furrow stream, method of applying irrigation water a.s.o. are the main measures controlling soil erosion. However for soil of serozem type and on steep gradients reaching 10-15% in our country, all this seems to be inadequate.

The aim of our investigation was a more thorough study of the physical nature of irrigation erosion so as to obtain new aspects for working out methods of erosion control.

METHODS OF INVESTIGATION

Field investigations were carried on on irrigated furrows to define hydraulic elements of run, Fr and Re , as well as to determine the size and regime of solid run-off.

Some soil properties, determining its susceptibility to erosion, were studied in the laboratory and the arrangement of very fine structure, called fabric by *bienita* (12), was investigated microscopically.

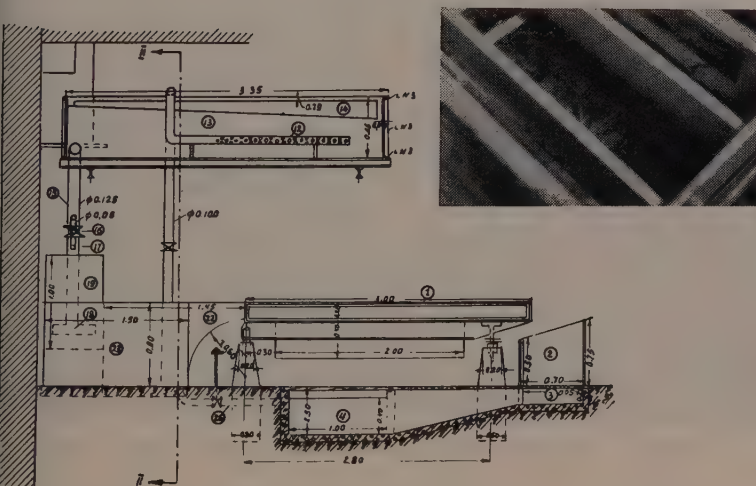
The behaviour of the structure in the run-off was investigated in slit flumes-types and 5^b—designed by the author (^{2,3,5}) as it appears to the eye and in the microscope.

It was taken by a camera on an ordinary and a coloured film (⁴), magnifications 60-120.

After studying the microfilm, the conclusions were made about the peculiarities of the bottom layer and the behaviour of soil particles in this layer.

To observe the influence of the stream on undisturbed soil surface, some monoliths $0.5 \times 0.2 \times 0.2$ m were cut out of the soil and installed into a special three-litre flume constructed by the author (7) in the laboratory of soil physics at the Institute of Pedology of the Academy of Sciences, USSR (fig. 1).

The stream was modelled according to Fr and Re obtained in the field.



1 — A flume to investigate erosion. In the right top corner is the monolith installed into the flume.

As only the stream, without any rain, takes part in the process of irrigation erosion the modelling of this phenomena in a flume can be easily done.

There was also made an attempt to investigate this formation of erosion relief a water sprinkler being attached then.

2. THE RESULTS OBTAINED

The length of the irrigated furrow running along the steepest grade, on one of the parts under observation, was 180 m. Out of these 180 m about 30 m are slightly washed, 100 m are washed and 50 m are deposited, the grades being 1/3 %, 6 % and 1/10 % i.e. the slope is respectively concave.

The furrow stream was 0.2-0.3 l/sec. and then the velocities of run-off at the steep part of the slope were more than 0.3 m/sec.

At the same time such an enormous washing appeared here that when water was applied for the second time, 16 hours after the beginning of watering, 1 litre of run-off was found to contain about 170 g of soil (*); this brought about a formation of dips sometimes 20 or more cm deep (fig. 2).



Fig. 2 — Rill erosion in the furrows between the cotton rows.

Two thirds of this solid run-off occurred at the lower end of the slope where the grade changes sharply; here the content of suspension fell to 50 g the greatest part of which was carried away outside of the field.

Some analogous observations, Fr being approximately the same, made by us in some other zones of the USSR during snow thawing showed that the amounts were considerably smaller.

(*) At the upper part of the furrow content of suspended particle was 10-15 g/l.

In the zone of podzol type content of suspended particle of the snow run-off in the furrow on arable land did not exceed 10-20 g/l, while for gray-forest soils it was 50 g/l. In this case the velocities were even higher than for serozyem and amounted to 0.5-0.9 m/sec.

Experiments in flume 8^d showed that to wash out 100 cm³ of the topsoil sample with a standard stream took the following time (in minutes) :

Podzol soil—20-30,
chernozym soil—400,
serozyem—10,
red soil—more than 1.000.

These and some other observations led us to a conclusion that serozyems belong to soils with the lowest resistance to erosion.

We have ascertained that the change of this resistance follows the law of zonality : it spreads both to the north and to the south of the chernozym belt. Therefore there must be a correlation with the zonal properties of soils, humus being the most important factor among them.

The test of monoliths in the flume showed that the amount of washed soil sharply increases in the low horizons almost for all types of soils.

Thus it was observed in the flume that the topsoil horizon of 1 m² was washed 20 times less than horizon C.

The resistance of soil to run-off, obviously depends mainly upon its content of organic matter.

According to P.V. Vershinin's data (1) there should be at least a single layered organic film on the surface of mineral particles to ensure such resistance of aggregates in water. For silty clay loams (30-45 % of particles of more than 0.01 mm) the content of humus must not be lower than 3-4 %.

In typical serozyem there are only 1.5-2 % of it. The microsketch of an aggregate of the typical serozyem (Fig 3) shows that humus does not completely cover mechanical elements, some of them remaining bare and others being covered only in parts (dark spots and dots on the sketch). This type is called by Kubiëna spongy soil fabric, hemispherical efflorescens, but it is changed by irrigation.

It is well known that mineral colloids are also a binding material in a soil but silt particles especially of 0.05-0.01 mm, are considered to be the least active in this respect (9, 11).

Very high content of silt particles of 0.05-0.01 mm reaching 60-70 %, a small amount of clay forming only 10-12 % and almost entirely disaggregated soil are considered to be zonal properties of the serozyem belt. The content of aggregates of more than 0.25 mm, defined after Pavlov's method (the altered form of which is known as the Yoder method in the U.S.A. 15) seldom exceeds 1-5 %. For aggregated soils it must be 70-80 %.

That is why when water is applied to serozyems the soil becomes easily puddled.

Zonal properties of serozyem include a high air capacity of these soils. i.e. a high content of air with field capacity. Soilpore spaces filled with air reach 30 % here and exceed the interaggregate porosity 1.5-2 times.

This proves that there is a high content of air in the aggregate too, that causes a rapid decomposition of organic matter in serozyem.

The considerable drying up of the soil which in summer often reaches a hygroscopic coefficient in the upper 10 cm is also a zonal property of irrigated serozyem.

An experiment with monoliths in the flume with other soils showed that in 5 hours 11.0 kgs were washed from 1 m² airdried soil while 2.7 kgs were washed away from a capillary moisted soil.

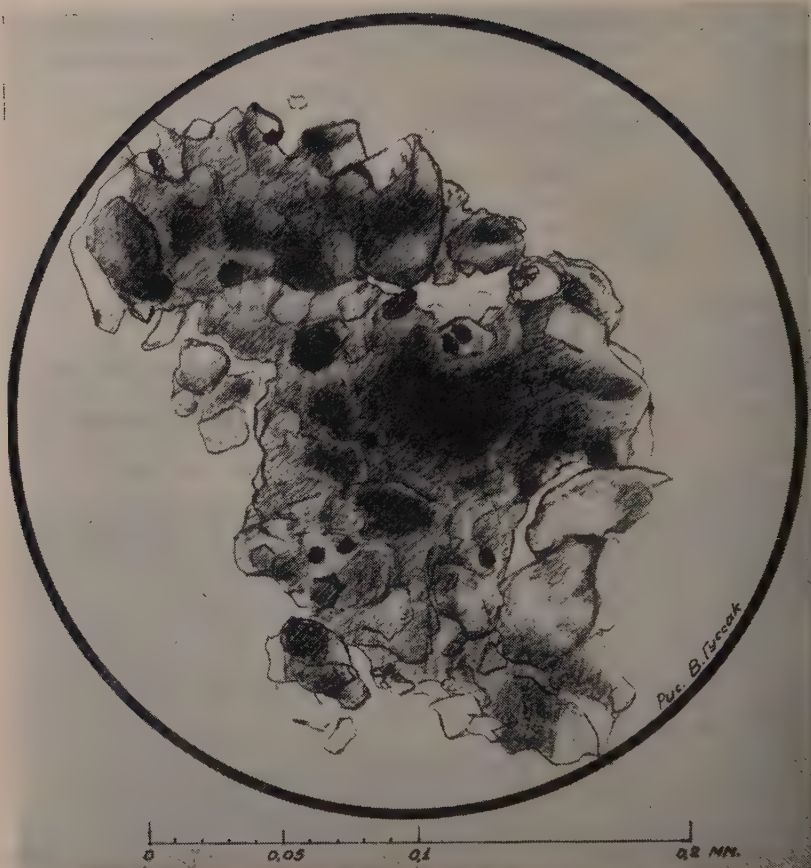


Fig. 3 — Microaggregate from the topsoil relating to the fraction containing the particles 0.25–0.1 mm. Irrigated typical serozem on loess.

The study of the regime of wash from monoliths on various soils showed that the greatest part of deposited soil is picked up by the run-off during the very first periods of irrigation, i.e. when the soil is yet relatively dry.

Of the total wash in 5 hours 85 % were washed by the end of the first hour, the greatest part of the washing occurring in the first 20 minutes.

Mech came to the same conclusions ⁽¹³⁾.

When investigating the washing of soils in flume 8^d it was seen that the relative resistance of soil is changed depending upon the velocity of run-off and its nature.

Thus if one of two soils proved more resistant in water, then the experiment in kerosene showed the contrary. The figures are given below :

	Saturated with and eroded by water	Saturated with and eroded by kerosene
	The time of the sample washing, in m	
Sample «A»	438-870	156-174
Sample «B»	354-372	534-638

$\frac{A}{B}$
 Ratio — (with approximation) 2 : 1 1 : 4

The microfilming of the process of irrigation washing in flume 5^b showed that even when Re is about 700 (*), the turbulent regime extends over the erodible bottom to the very bottom and no laminar film can be detected here; in the 0,6 mm layer near the bottom pulsation of velocities as well as microstreams equalling tenths and hundredths parts of a mm (fig. 4) appear between the irregularities of the bottom; in the bottom layer the role of air bubbles is very great, as lifting, they explode the bottom surface and carry away soil particles in the thickness of the stream; the profile of the velocities within a 0.6 mm layer looks like a fig. 4 straight line with maximal velocity at the bottom.

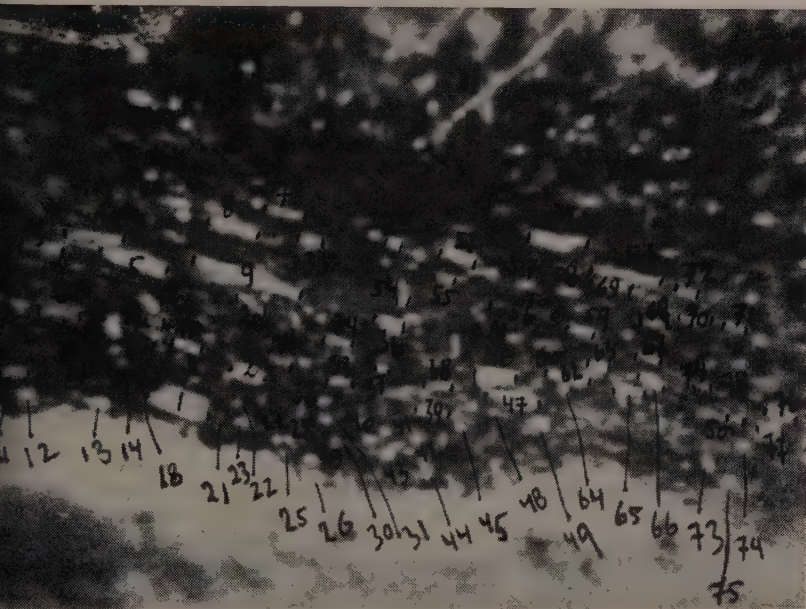


fig. 4 — Microcinogram of the washing in the flume. White lines and dots are the traces of the movement of the particles. Magnified 60 times.

(*) In field conditions — 1.000 — 6.000.

3. DISCUSSION OF THE OBTAINED DATA

The great erodibility of serozyëm soils is caused, first of all, by a low content of organic binding matter-humus. The organic matter forms neither firm and considerable films on the surface nor a coherence between mineral particles; it is only sufficient to form small spots on them.

The content of mineral colloids is also rather low, besides, the colloids are poor in such an active in this respect mineral as montomorillonite.

Lacking binding material to such an extent serozyëms are overloaded with «ballast» of silty particles.

At the moment of contact with irrigation water the topsoil of serozyëms is often filled with air, which is in the aggregate as well.

The explosive power of the entrapped air meets with a weak resistance of the binding matters and the serozyëm aggregates covered with water are literally in no time disintegrated into microaggregates and mechanical particles.

Particles of minerals as they have a higher real specific gravity, partially accumulate at the furrow bottom, while microaggregates which have porosity and a very high water stability, caused by carbonates, are carried away by the flow.

This is all well shown in the microfilm.

As a result the soils subjected to washing lose their clay particles while the deposited soils become more clay.

In the latter case are important the microaggregates deposited here because in these microaggregates the role of clay as the most flocculated part of the soil is very great.

Below are given some figures on topsoil horizon :
Content in %

	particles smaller than 0.01 mm	particles smaller than 0.001 mm
1. Upper part of furrow	46.8	20.5
2. Medium	39.0	10.5
3. Lower	50.2	14.6

In connection with the loss of clay and the washing of topsoil horizons, physical behaviour of eroded serozyëms deteriorates and their fertility declines. Aggregates destroying the furrow bottom, which are visible in the microscope, are not only the eddies, air bubbles, pulsations of velocities and vertical component of velocity of the run-off, which has according to our data, a final size at the bottom, but also some other phenomena as well.

This idea is suggested by the change of relative erodibility of soils with the change of the chemical composition of liquid phase, the behaviour of alkali soil and some other factors.

All this led the author to a hypothesis that the electrical forces appearing on the soil particles, when the stream passes over them, are also considered to be the agents of washing. These forces give rise to Zeta potential.

Thus instead of Karman's conception about a laminar film in the bottom layer of a stream with an erodible bottom, we suggest the theories of physico-chemistry concerning the electric double layer.

The change of relative soil erodibility in different liquids and by various velocities and a number of other phenomena, which have not been clear up till now, can easily be explained by these conceptions.

Electrodrainage is an example of their application in practice.

CONCLUSIONS

1. On serozyëms the control of erosion under furrow irrigation should include measures increasing resistance of the soil itself to run off.

2. The increase of humus store in the soil by manuring and grass land agriculture reduces the serozyëm erodibility.

3. Having this in view, we have also begun testing special polymers prepared by the Institute of chemistry of the Academy of Sciences of the Uzbek S.S.R. Professor K.C. Achmedov's preparation, called *K-4* by him, is quite promising.

In water the disintegration of the aggregates completely ceased when treated with this preparation.

The appearance of aggregates of agricultural significance rose from 1-5% to 50-70%. Cotton-plant in soil pots reacted upon it quite positively.

The electro kinetic properties of this polymer obviously contribute to this increase of soil resistance to erosion.

4. When one applies water along the furrows in the erosion regions, it is very important begin with the smallest stream first so as to obtain capillary watering of the soil and evacuation of the air and only then to apply a maximum stream; at the end of the watering the stream must be again reduced.

This method would reduce erosion and improve the soil wetting.

5. On serozyëms one should test watering with the help of gated surface pipe along wide spaces running across the slope as in done in the USA. This would allow us to have a furrow of optimum length without any danger of causing soil washing, but it would require an entire change in the agrotechnique of cotton.

BIBLIOGRAPHY

- 1) VERSHININ P.V., Soil structure and the conditions of its formation. A.S. U.S.S.R. 1958.
- 2) GOOSSAK B.B., A study of the erosion process in a flume. *Pedology*. 1945, 1.
- 3) GOOSSAK B.B., A device for a rapid determination of the erodibility of soils. *Pedology*. 1946, 3.
- 4) GOOSSAK B.B., Some observations on soil erosion in border layer with micro-filming. *Pedology*. 1947, 7.
- 5) GOOSSAK B.B., Some problems of methods and technique of laboratory investigations of soil erodibility. *Pedology*. 1950, 5.
- 6) GOOSSAK B.B., KIMBERG G.V., UMAROV M.U., MAXSUDOV X., Some data on erosion occurring in Uzbekistan, its consequences and measures of control. *Uzbek biol.* 7. 1959, 1.
- 7) GOOSSAK B.B., Soil erodibility, methods of investigation and some connected problems. *Uzbek Acad of Agr. Sc.* Abstracts of the doctor's thesis. Tachkent 1959.
- 8) MAXSUDOV X., The influence of erosion under furrow irrigation on some properties of typical serozyëms. *Uzbek biol.* 7. 1959, 3.
- 9) TULIN A.F., Problems of soil structure. Perm, 1927, 1; 1928, 2.
- 10) BENNET H.H., Elements of soil conservation. USA 2-d edit. 1955.
- 11) BOUJOUCOS G.F., The clay ratio as a criterion of susceptibility of soils to erosion. 7. *Am. Soc. Agr.* 1937, 27, 9.
- 12) KUBIENA W.Z., Micropedology. USA, 1938.
- 13) MECH S.F., A look at erosion under furrow irrigation. S. Cons. 1956, XXI, 8.
- 14) STALLINGS F.H., Soil use and impoverment, U.S.A. 1957.
- 15) YODER R.E., A direct method of aggregate analysis of soils and study of the physical nature of erosion losses. *F. Am. Soc. Agr.* 1936, 28, 5.

METHODS OF PROJECTING A NETWORK OF FOREST SHELTERBELTS TO FIGHT EROSION

D.L. ARMAND (USSR)

SUMMARY

1. Forest belts are used in the steppe zone of Russia beginning with the 19th century. They are a universal method of protecting the fields from soil erosion, dust storms and dry winds. Especially great was the investment into the theory and practice of field protection by forest shelterbelts by V.V. Dokuchaev. At the present time there is about 1 mln ha of forest belts in the USSR.

2. The effectivity of forest belts as a shelter from harmful natural processes depends primarily upon their correct location and their width. Until now they have been determined empirically and this resulted sometimes in errors. The author has worked out a method for computing the width of the belts and the distance between them, based on an analysis of geophysical laws governing the interaction between the forest belt on one hand and the run-off and wind on the other.

3. Computations of the width of the forest belt is done separately for the absorption of the run-off of shower rain and melt waters; the higher of the two results is accepted. In a computation for showers an equation is drawn for the water balance of the forest belt, in which the income items are represented by the run-off from a higher located field and precipitation of the forest belt, while the expenditures consist of the infiltration within the field and forest belt and water retention by the forest litter.

4. Natural parameters, included into the equation, depend upon local conditions: climate, soils and relief. Tables of their values are given and maps of their distribution throughout the territory. By substituting the quantitative values of parameters, the equation is solved for the width of the forest belt.

5. In a similar way the computation for meltwater is done, only in this case, the income item is the melting of snow. The soil of the field is assumed to be impermeable owing to freezing and the absorption of water is possible only in the forest belt. A family of curves is compiled, where the width of the forest belt is given as a function of the soil type, climate type and steepness of the slope.

6. The distance between the forest belts is computed on the basis of the range of their windbreaking effect and of the suppression of the soil ablation process; the smaller of the two results is accepted. The author has compiled nomogrammes, which permit to determine on any slope the place, where the slope run-off acquires its critical washing-down speed and where a forest belt should be created.

7. Soviet agriculture is highly mechanized and has powerful tractors and machines profitably used on extensive fields. However, in dissected regions, subjected to intense erosion and in arid zones, where the squares between the belts should be small, big machines are unprofitable. The solution of the contradiction between demands of mechanization and forest melioration is in the creation of a system of low- and average-power machines with a shuttle track and high manoeuvrability.

8. A fight against erosion should proceed by complex methods. Forest melioration is its very important link, but it should be combined with snow and water retention on the fields by agrotechnical and hydrotechnical methods, in particular, by creating a mesh-like microrelief of the tilled land.

ABOUT METHODS OF STUDYING OF AGROTECHNICAL CONTROL WITH THE WATER EROSION OF SOILS

A.S. SCORODUMOV (USSR)

SUMMARY

Methods of field experiments on slopes are reflected not enough in literature. Basic principles of experiments for plane surface are the same for slopes. But it is necessary to take into account the affluxion of water and matters from upper parts of slope and their throwing down. The replication of experiments increases not only in space and time. The experiments are conducting on slopes of the different steepness, length, exposition and shape. The natural diversity of conditions on slopes requires increasing of experimental plots and their conducting on the same level.

Not only rate and quality of yield but also reduction of surface water flow and soil washing are the standard of the method successfulness.

The previous detailed examining of the experimental plot with setting of bench mark and accurate fixation of places where the soil samples were taken is necessary. In the first place it is necessary to conduct the experiments on the difficult slopes with the previous fertilizers placement except the cases when the effect of latters is examining.

The rectangular plots are disposing along or across the slope according to the question investigated and taking into account the store of the water plow and soil washing. In some cases it is possible to dispose the plots in two or three rows across the slope. The plots have not to be less 200 m². Treatments and sowing are conducting across the slope.

It is widely used the pair method when the check plot is between two variants of experiment. It is desirable to conduct the experiment simultaneously on the slope and plane surface. Erosion hollows and stream wash out are not excluded of experiments. Sometimes it is necessary to isolate the experimental plot of the upper part of slope by means of the waterdraining boulder.

Soil erosion changes yearly the stationary experimental plot and the drainage ground ant that has to be taken into account when the recieved date are analysing. Some questions have to be resolved in the temporary experiments and on the temporary drainage grounds.

Principle of one variable term and invariability of the rest must be observed. The synthetical experiments are conducting at the same time as analytical one. To control the system of antierosion measures it is necessary to compare two water stores, the check plot being in some worse conditions as it is impossible to have absolutely identical waterstores.

It is obligatory to investigate the water conditions and to evaluate the precipitations directly on the experimental plots what allows to compute a water table calculation. Besides the common chemical analyses it is necessary to study physical properties of soils : rate of the water absorption, water-tight-ness of structure, coherency, porosity etc. It is important to take into account the water capacity and soil surface roughness. It is necessary to combine field experiments with the greenhouse one.

LA DETERMINATION DE L'INTENSITE DE L'EROSION D'EAU PAR LES METHODES HYDROLOGIQUES

O. DUB

RÉSUMÉ

La méthode hydrologique de la classification de l'intensité de l'érosion par l'eau dans un bassin, présentée dans cet exposé, se base sur la relation entre l'intensité des procédés d'érosion dans le bassin et la quantité des matériaux entraînés dans le cours d'eau.

L'eau qui coule sur la surface terrestre, désagrège le sol en entraînant ses particules ou bien même les fragments des roches. Cette action d'érosion se fait valoir aussi bien pendant l'écoulement superficiel concentré que pendant l'écoulement non-concentré. Le résultat de l'action d'érosion de l'eau est d'une part appauvrissement de la couche arable du sol de valeur, d'autre part chargement du récipient par les matériaux de fond et ceux en suspension. Les conséquences économiques entraînées par l'érosion d'eau sont toujours négatives et l'importance de celles-ci augmente avec l'intensité de l'érosion. C'est pourquoi on soutient le combat contre l'érosion d'eau dans tous les pays évolués. On considère la nécessité des mesures préventives contre l'érosion surtout d'après l'intensité de l'érosion. C'est pourquoi il est nécessaire de définir cette intensité en quelque manière et de représenter sa distribution régionale sur la base de la définition déterminée.

Dans les méthodes de la classification de l'érosion d'eau on peut établir deux rapports principaux, à savoir, le rapport géomorphologique et celui pédologique. Le rapport géomorphologique évalue surtout les variations de la forme de la surface terrestre et estime le degré de l'érosion, comme suit : par le degré de la désagréation de la surface de sol, par la densité des formations d'érosion, par la grandeur et la profondeur des rayures d'érosion, par la quantité de la terre érodée établie du cubage de formations d'érosion, par la quantité de gravier et de particules de sol entraînées de pentes ou bien emportées par un courant d'eau d'un bassin d'une rivière; il est possible de déterminer cela par la mesure directe du matériel circulant dans le cours d'eau ou par la mesure des quantités accumulées.

Le rapport pédologique de la classification de l'érosion d'eau n'est pas axé seulement sur l'érosion de profondeur, mais surtout sur l'effet des procédés d'érosion dans le sol et c'est pourquoi il est possible de bien saisir non seulement l'érosion de profondeur, mais aussi celle de superficie. L'intensité de l'érosion est classifiée d'après les variations des qualités physiques et chimiques diverses du sol.

La méthode hydrologique de la classification de l'intensité de l'érosion d'eau dans un bassin, présentée dans cet exposé, se base sur la relation entre l'intensité des procédés d'érosion dans le bassin et la quantité de matériaux en suspension dans le cours d'eau.

B.V. Poliakkoff exprimait cette relation par le terme

$$G = f_1(O, i, A) \quad (1)$$

Ici G signifie la quantité de matériaux en suspension écoulés du bassin durant une année, représentée par le poids;

O signifie la quantité d'eau écoulée par an;

i signifie la pente moyenne du bassin;

signifie le coefficient d'érosion y comprise l'influence de toutes les valeurs négligées. Le coefficient d'érosion a la signification du paramètre physique-géographique et c'est pourquoi il est possible de le représenter sur la carte. La dépendance citée était examinée par Poliakov pour la partie européenne de l'U.R.S.S. Suivant son expérience acquise, la quantité de matériaux en suspension écoulés par an dans un plus grand cours d'eau dépend linéairement de la quantité d'eau écoulée par an avec la supposition que cette dépendance soit applicable pour le résultat de l'érosion dans le bassin entier. Sur cette base, il divisait l'équation (1) par la valeur O . Le quotient $\frac{G}{O} = q$ représente la turbidité annuelle moyenne dans l'eau.

Pour calculer la valeur du coefficient d'érosion, il faut encore connaître la nature de la dépendance de la quantité de matériaux en suspension de la pente moyenne du terrain. Autrefois, cette dépendance était considérée comme linéaire. Les expériences cependant montraient que seulement une certaine partie du travail d'un cours d'eau est même de la pente était utilisée pour l'entraînement des matières. La relation linéaire était remplacée par celle exponentielle i^a , où $a < 1$. Poliakov déterminait sur la base de nombreuses expériences la valeur $a = 0,5$. L'équation (1) peut être formée pour le calcul du coefficient d'érosion, comme suit:

$$A = \frac{Q}{k_1 \sqrt{i}}$$

où k_1 représente le coefficient de proportionnalité dépendant des unités choisies. Dans cet exposé, on propose une manière un peu différente de déterminer le coefficient d'érosion. La directive de base est le fait que l'action d'érosion et d'entraînement de l'eau est l'expression de son énergie mécanique et c'est pourquoi on remplace dans la relation de base les valeurs O et i par le facteur exprimant tout à fait directement le degré de l'effet mécanique de l'eau, c'est-à-dire par la puissance idéale de l'eau dans le bassin N :

$$G = f_2(N, C) \quad (2)$$

où C représente le coefficient d'érosion exprimant l'influence des facteurs négligés. En divisant l'équation (2) par la superficie du bassin P , on obtient

$$g = \frac{G}{P} = f_3(n, C)$$

où n représente la puissance idéale spécifique de l'eau exprimée en kW/km^2 et g représente la dégradation spécifique moyenne en t/km^2 . Supposé que les zones des modules spécifiques dans les années avec débit divers soient approximativement égales, on peut exprimer la puissance idéale de l'eau par le produit du débit moyen annuel et de la hauteur relative moyenne du bassin à l'égard de la base d'érosion choisie. Dans ce cas, on peut déduire la relation entre la pente moyenne du bassin i et la hauteur relative moyenne H dont il résulte même la nature de la dépendance entre la quantité de matériaux en suspension et la puissance spécifique idéale. C'est encore la dépendance exponentielle n^b , où la valeur $b < 1$ peut être choisie, comme suit: $b = 0,5$.

On calcule la valeur du coefficient d'érosion de l'équation (2) formée, comme suit: Pour déterminer la puissance idéale de l'eau, il est avantageux de construire une carte des isolignes des puissances idéales spécifiques. Celle-ci peut être facilement construite de la carte des isohypses d'un bassin, dans laquelle on dessine les isolignes des écoulements élémentaires q (1) s/km^2 . On obtient la puissance idéale spécifique de l'eau au lieu quelconque du bassin d'après la relation $n = \frac{1000 Hq}{P}$ kW/km^2

Bassin	Superficie km ²	Q m ³ /s	Puissance à l'embouchure de la Nitra kW	Puissance à l'embouchure de l'affluent dans la Nitra kW
Nitra jusqu'à l'embouchure de la Nitrica	786	8,95	33 740	26 460
Nitrica	321	3,46	17 020	14 230
Bebrava	637	4,08	14 050	11 610
Nitra jusqu'à l'embouchure de la Bebrava	1900	17,10	68 410	58 670
Žitava	1242	5,60	12 430	12 210
Nitra	5141	27,90	102 060	—

où H représente la hauteur relative de ce lieu au-dessus de la base d'érosion choisie. Moyennant de la planimétrie des surfaces entre les isolignes de la puissance idéale spécifique et la ligne de partage des eaux ainsi que moyennant du dessin graphique de ces surfaces en dépendance de la puissance spécifique en question, on obtient

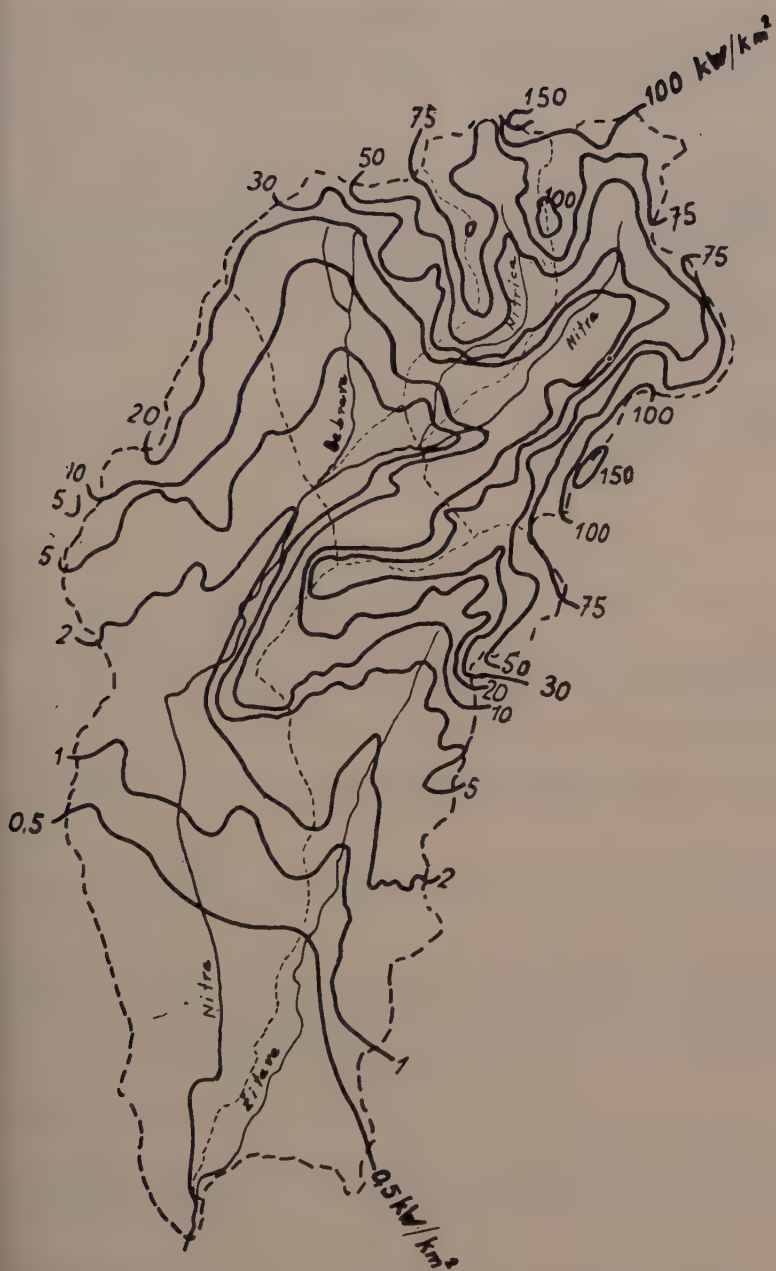
$$C = \frac{g}{k_2 n_b}$$

une courbe ressemblant à une courbe hyétographique, de laquelle on peut facilement déterminer aussi bien la puissance spécifique moyenne que celle totale dans le bassin.

Les isolignes des écoulements élémentaires sont d'ordinaire dessinées comme les valeurs moyennes de la période de n -années. On peut calculer la puissance de l'eau dans le bassin pour les années particulières de sorte que l'on partage le bassin entier aux plusieurs bassins de partage. On détermine la puissance moyenne de l'eau dans ceux-ci sur la carte des isolignes des puissances spécifiques. Supposé que la distribution de superficie dans ces bassins de partage soit qualitativement la même aussi bien en moyenne que dans les années particulières, on peut obtenir les puissances dans les années particulières en réduisant les puissances moyennes par la relation du débit moyen annuel de l'année en question au débit moyen annuel de la période de n -années. La puissance de l'eau dans le bassin entier ressort de l'addition des bassins de partage.

Une manière moins précise d'exprimer la puissance idéale de l'eau dans le bassin est celle de calculer la puissance du produit du débit moyen annuel et de la hauteur relative moyenne du bassin au-dessus de la base d'érosion; ladite manière est cependant moins difficile que celle susmentionnée. Étant donné que la puissance calculée de cette manière est plus petite que la puissance effective, les valeurs des coefficients d'érosion déterminées de cette manière sont plus hautes que celles susdites.

On cite, par exemple, le bassin de la rivière de la Nitra. Sur la figure, on voit les isolignes des puissances idéales spécifiques de l'eau. Sur le tableau, il y a de débits moyens annuels et de puissances idéales des bassins de partage et du bassin entier calculées à la base d'érosion faite par l'embouchure de la Nitra dans le Petit Danube. Dans la rubrique dernière, il y a de puissances idéales des bassins de partage calculées aux bases d'érosion faites par les côtes de l'embouchure de ces affluents dans la Nitra.



BASSIN DE LA NITRA

D'après la manière susdite, on dénombrerait les valeurs des coefficients d'érosion pour quelques rivières slovaques. Il en résulte que le coefficient d'érosion calculé d'après la manière proposée est un indicateur très sensible de l'intensité de l'érosion dans le bassin. Pour le bassin de la Nitra sans tenir compte de son affluent Žitava, on obtient la valeur du coefficient d'érosion $C = 5$; au contraire, dans les bassins des rivières de la Slovaquie de l'Est où l'intensité de l'érosion d'eau est de beaucoup plus haute, les coefficients d'érosion sont les suivants : Laborec $C = 24$, Uh $C = 18$, Bodrog $C = 26$. Sur la base de la mesure de la turbidité de l'eau de plus petits affluents, il est possible de calculer les coefficients d'érosion pour les petits bassins et de représenter la distribution de superficie de l'intensité de l'érosion d'eau sur de plus grandes superficies par les isolignes des coefficients d'érosion. Telle représentation sert de tableau général sur la distribution de superficie de l'intensité de l'érosion et facilite de faire une assez bonne évaluation de la dégradation spécifique moyenne du sol ou bien de la turbidité de l'eau dans les rivières.

ÉTUDES SUR LE RUISSELLEMENT ET L'ÉROSION DU SOL EFFECTUÉES EN FRANCE ET DANS LES TERRITOIRES DE LA COMMUNAUTÉ DE 1957 A 1959 (France)

Depuis la dernière Assemblée Générale de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique (Toronto, Canada, septembre 1957), des études sur le ruissellement et l'érosion du sol ont été poursuivies tant en France que dans les Territoires de la Communauté Française. Elles se classent sous quatre rubriques.

I. ETUDES GÉNÉRALES

Dans cette rubrique est à classer la thèse de doctorat d'état de F. FOURNIER, Étude de la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques, document ronéo, 2 tomes, 328 pages, O.R.S.T.O.M. Elle doit paraître aux Presses Universitaires de France en 1960 sous le titre « Climat et Erosion ».

II. ETUDES FONDÉES SUR L'OBSERVATION DU MILIEU NATUREL

Elles ont été essentiellement effectuées en France, en Picardie et dans le Bas-Rhône. Elles ont donné lieu aux publications suivantes :

GUENNELON (R.). — Contribution à l'étude de l'érosion des sols du Bas-Rhône. I : sols sur sables miocènes et pliocènes dans le Vaucluse, Annales Agronomiques, 9me année, n° 4, juillet-août 1958, p. 453-480.

LEFEVRE (P.). — L'érosion des sols en Picardie. C.R. Ac. Agric; année 1957, n° 11, p. 628-631.

LEFEVRE (P.). — Quelques phénomènes d'érosion en Picardie. Annales Agronomiques, 9me année, n° 1, Janvier-Février 1958, p. 91-129.

III. ETUDES FONDÉES SUR LA MESURE DU RUISSELLEMENT ET DE L'ÉROSION EN PARCELLES EXPÉRIMENTALES

Elles ont été essentiellement effectuées dans les Territoires de la Communauté Française par les Stations Expérimentales de Conservation des Sols créées à partir de 1954. Les premiers travaux de ces stations ont fait l'objet de trois communications de F. FOURNIER à la dernière Assemblée Générale de l'A.I.H.S. à Toronto. Ils ont été poursuivis et ont donné lieu aux publications suivantes :

République du Sénégal

COINTEPAS (J.P.). — Note sur le fonctionnement de la Station Expérimentale de Sefa (Casamance) en 1957 et en 1958; Documents diffusés par l'ex-Bureau des Sols d'A.O.F.

République de Guinée.

DUGAIN (F.) et FAUCK (R.). — Mesures d'érosion et de ruissellement en Moyenne Guinée, Relations avec certaines cultures. Communication présentée à la IIIe Conférence Interafricaine des Sols (document « Sols III (59) 74 » de la C.C.T.A.).

BONNET (P.) et VIDAL (P.). — Protection contre l'érosion hydrologique assurée par diverses cultures en Guinée forestière. *Journal d'Agriculture Trop. et de Bot. Appl.* Volume V, n° 10, octobre 1958, p. 627-637.

République de Côte d'Ivoire.

DABIN (B.) et LENEUF (N.). — Etude de l'érosion et du ruissellement en Basse Côte d'Ivoire. Premiers résultats mai 1956 — mai 1958. *Annuaire Hydrologique de la France d'Outre-Mer*, Année 1956. ORSTOM, 1958, p. 27-34.

DABIN (B.). — Bilan de trois années d'érosion à la Station d'Adiopodoumé Côte d'Ivoire. Communication présentée à la IIIe Conférence Interafricaine des Sols (document de la C.C.T.A.).

République de Haute-Volta.

I.R.H.O. — Travaux sur l'érosion à la Station de Niangoloko, dans les rapports annuels 1957 et 1958 de l'I.R.H.O.

République du Cameroun.

ROCHETTE (C.). — Etude du ruissellement et de l'érosion sur les sols noirs de la région de Bafoussam (Cameroun occidental). Communication présentée à la IIIe Conférence Interafricaine des Sols (document « Sols III (59)88 » de la C.C.T.A.).

République Malgache.

ROCHE (P.) et DUBOIS (B.). — Mesures de ruissellement et d'érosion réalisées à Madagascar. Communication présentée à la IIIe Conférence Interafricaine des Sols (document « Sols III (59) 61 » de la C.C.T.A.).

Il faut signaler en outre que deux nouvelles stations ont commencé à fonctionner en 1959 en *République Congolaise* : Station de l'Agriculture de Loudima, dans la Vallée du Niari; et en *République Centrafricaine* : Station de l'Agriculture de Grimari.

Enfin, une synthèse des mesures faites en Afrique Occidentale a été effectuée par F. FOURNIER sous le titre « Contribution à l'étude de la Conservation du Sol en Afrique Occidentale » (Thèse secondaire de doctorat d'état, publiée par le Bureau Interafricain des Sols, Paris).

4. MESURE DU DÉBIT SOLIDE DES COURS D'EAU

Une étude de turbidité nous a été communiquée, concernant le Logone :

BESLON (M.) : Débits solides du Logone à Lai. Document ronéo. de la Commission du Logone et du Tchad, Section Hydrologie, mars 1958.

4.1. *Etudes générales*

Les recherches de F. FOURNIER ont eu pour but de dégager un élément de coordination, un élément de synthèse entre les observations faites au sujet de l'érosion du sol par l'eau dans les différentes parties du globe. Pour atteindre ce but, ce chercheur a étudié la relation entre l'érosion du sol par l'eau, représentée par la dégradation spécifique des bassins fluviaux et son facteur prépondérant, la pluie.

Après toute une série d'essais, l'existence de corrélations linéaires entre un coefficient climatique C (égal à $\frac{p^2}{P}$) et la dégradation spécifique de grands bassins fluviaux a été constatée. Dans le coefficient, p représente la hauteur d'eau reçue par un bassin fluvial pendant le mois le plus pluvieux de l'année; P , la hauteur des précipitations annuelles reçues par le bassin fluvial.

Les corrélations obtenues entre C ($=\frac{p^2}{P}$) et $D.S$ (= dégradation spécifique) se traduisent par quatre droites dont les équations sont les suivantes :

$$D.S. = 6,14 C - 49,78$$

$$D.S. = 27,12 C - 475,4$$

$$D.S. = 52,49 C - 513,21$$

$$D.S. = 91,78 C - 737,62$$

Elles sont toutes très hautement significatives.

La distribution des points expérimentaux autour de ces droites n'est pas uniquement liée au climat. Elle dépend également du relief des bassins fluviaux.

Le coefficient orographique $\frac{H^2}{S}$, obtenu en combinant la hauteur moyenne du relief H (exprimée en mètres) et son coefficient de massivité $\frac{H}{S}$, S étant la surface du bassin en km^2 , s'est montré alors capable de fournir une mesure de ce facteur. Il a permis d'expliquer deux grands ensembles reconnus.

Il a été finalement tenté d'établir une corrélation générale entre toutes ces valeurs $\left(D.S., = \frac{p^2}{P}, \frac{H^2}{S} \right) \cdot 10^{-3}$. Il en est résulté l'équation générale de régression suivante :

$$\log D.S. = 2,65 \log \frac{p^2}{P} + 0,46 \log \frac{H^2}{S} - 1,56$$

Elle reste très hautement significative.

En conclusion, une carte de l'érosion normale du globe a été dressée à l'aide des quatre équations liant $D.S.$ à $\frac{p^2}{P}$ et l'usure normale de la surface terrestre a été estimée. Le nombre d'années nécessaires pour qu'une ablation moyenne de 1 mètre se produise se monte à

16.660 pour l'Europe

5.128 pour l'Australie

2.857 pour l'Amérique du Nord et Centrale

2.300 pour l'Asie

2.000 pour l'Amérique du Sud

2.000 pour l'Afrique

Le tonnage moyen annuel de terre perdue par l'ensemble des terres émergées se chiffrerait à 76.000.000.000 tonnes, ce qui représente une ablation moyenne de 1 mètre tous les 2.500 ans.

4.2. Etudes fondées sur l'observation du milieu naturel

P. LEFEVRE, de la Station Agronomique d'Amiens, et R. GUENNELON de la

Station Agronomique d'Avignon, ont étudié chacun l'érosion du sol dans une région française : le premier s'est attaché à l'étude de la Picardie, la seconde à l'étude du Bas-Rhône, plus précisément à l'étude des collines molassiques surmontées par la terrasse pliocène sur la rive gauche du Rhône, l'Orange à la Durance.

Le phénomène d'érosion revêt une gravité plus grande dans cette seconde région. Cela est dû à l'agressivité plus grande du climat en France méditerranéenne. Il se manifeste cependant de façon nette dans la région picarde sur les pente labourées lorsque surviennent de violents orages. La période critique est ici le printemps, car les cultures ne sont pas encore levées, donc ne protègent pas le sol et parce que c'est l'époque des façons nécessaires aux plantes sarclées, ce qui met le sol en état de moindre résistance.

Aussi bien en Picardie que dans le Bas-Rhône, le phénomène d'érosion se traduit par un entraînement des éléments fins vers l'aval des pentes. Ceci ressort de l'observation des profils pédologiques le long des versants.

Dans le Bas Rhône, sur collines molassiques, les sols sont normalement limono-sableux. Par suite de l'entraînement des éléments fins, le sol en place soumis à érosion devient de type limoneux très sableux (haut de versant). Au contraire, dans la zone de colluvionnement, on observe des limons fins argileux.

En Picardie, dans les bas fonds fermés, les sols présentent en surface trois horizons : un horizon d'agréats non détruits surmonté d'un niveau d'alluvions compactes, surmonté lui-même d'une couche d'argile. Ceci indique que des agrégats du sol sont entraînés au début du phénomène d'érosion, puis que la destruction des agrégats par l'eau donne lieu à l'entraînement d'une masse terreuse, qu'enfin l'argile entraînée en suspension dans l'eau constitue la majeure partie du dépôt qui se produit lors de la phase terminale du phénomène.

Cet entraînement des éléments fins a pour conséquence une diminution de la perméabilité par rapport à celle des sols non érodés : diminution de la perméabilité en haut des versants, due à la disparition des horizons supérieurs et à l'affleurement d'horizons sous-jacents plus compacts; même diminution en bas des versants dans les sols enrichis en éléments fins.

L'entraînement d'éléments terreux n'est pas la seule conséquence de l'érosion du sol : elle provoque également une perte en éléments chimiques que R. GUENNELON met en lumière dans le Bas-Rhône. Sur les collines molassiques, les sols limono-sableux de haut de pente présentent une teneur moyenne en calcaire actif (5 %). Or les sols de bas de pente, limono-argileux, en sont plus riches (11,5 %). Leur analyse indique également un enrichissement en C, N, acides humiques, cations minéraux K^+ et Mn^{++} , P_2O_5 assimilable, K_2O et Mn échangeables. Tout ceci résulte de la granulométrie des sols alluviaux ou colluviaux ainsi que de l'évaporation sur place des eaux de ruissellement rassemblées dans les bas-fonds.

P. LEFEVRE comme R. GUENNELON tirent, à la fin de leurs travaux, des conclusions sur la conservation des sols.

4.3. Etudes fondées sur la mesure du ruissellement et de l'érosion en parcelles expérimentales.

L'étude du ruissellement et de l'érosion du sol, débutée entre 1954 et 1956 dans les Territoires de la Communauté par la méthode des parcelles expérimentales, s'est poursuivie depuis et continue encore actuellement.

L'intérêt primordial des mesures faites sur des séries de champs expérimentaux réside en ce qu'ils font varier un facteur de l'érosion ou du ruissellement, tous les autres restant identiques à eux-mêmes. Les comparaisons qui résultent de ce principe d'expérimentation permettent de déterminer les valeurs critiques de ce facteur. Des conclusions peuvent alors être tirées sur la conservation du sol. Ce sont des résultats

de cet ordre qui ont été obtenus en Afrique dans divers domaines depuis la dernière assemblée générale de l'U.G.G.I. de Toronto.

4.3.1. *Importance de l'érosion et du ruissellement.*

L'importance des tonnages de terre emportés des champs expérimentaux non protégés contre l'érosion a été précisée. La dégradation spécifique peut varier entre environ 2000 tonnes/km²/an (Kindia, moyenne 1956-1958 : 1.888 tonnes/km²/an) et plus de 10.000 tonnes/km²/an. (Adiopodoumé, moyenne 1957-1959 : 10.663 tonnes/Km²/an). Elle peut atteindre des valeurs très élevées : en trois seuls mois de 1958, une dégradation spécifique totale de 12.200 tonnes/Km² a été enregistrée à Bafoussam (Cameroun).

D'autre part, il a été montré que lors de fortes pluies tropicales et même en cas de bonne perméabilité de terrain, le ruissellement dépasse fréquemment 50 %.

Enfin les études particulières de B. BABIN et N. LENEUF permettent d'indiquer qu'un lessivage latéral intense du sol se produit au cours du phénomène d'érosion et qu'une perte importante de fertilité est provoquée par l'arrachement et l'entraînement des fractions colloïdales et organiques de l'horizon superficiel du sol. Cette perte se chiffre annuellement à plusieurs dizaines de milliers de francs si l'on veut la compenser par des engrais minéraux et organiques.

4.3.2. *Facteurs de l'érosion du sol par l'eau.*

4.3.2.1. *Les précipitations atmosphériques.*

A la station I.R.H.O. de Niangoloko, il a été confirmé que l'érosion se déclenche sur sols ferrugineux tropicaux très sableux lorsque les pluies sont caractérisées par une intensité de chute instantanée égale ou supérieure à 2 mm/min (enregistrement au pluviographe Jardy). Ce résultat est très proche de celui trouvé à la Station C.G.O.T. de Sefa (Sénégal).

4.3.2.2. *Nature et travail du sol.*

Le ruissellement se produisant au moment où la vitesse d'apport d'eau au sol est supérieure à sa vitesse d'infiltration, les chercheurs de la station I.R.H.O. de Niangoloko (Haute Volta) se sont attachés à l'étude de ce second phénomène en 1958.

Mais les renseignements les plus nombreux fournis ces dernières années sur le facteur sol concernent surtout son travail.

P. BONNET et P. VIDAL (Sérédou, Guinée) ont mis en lumière le rôle néfaste du défoncement exigé par l'installation d'une culture arbustive. Ils indiquent également qu'il est parfaitement possible d'effectuer des cultures vivrières sur très fortes pentes (30 %) à condition de ne pas bouleverser la structure superficielle du sol et de limiter la longueur de la pente cultivée.

B. BABIN et N. LENEUF ont montré à Adiopodoumé (Côte d'Ivoire) que les diverses façons culturales (labour, sarclage, buttes, billons) ont chacune des incidences sur l'intensité de l'érosion et que leur date de réalisation doit être étudiée avec soin, soit pour éviter de mettre le sol en état de moindre résistance à une époque où les risques d'érosion sont grands, soit pour stopper l'érosion préventivement par des façons culturales appropriées.

A la station I.R.H.O. de Niangoloko (Haute Volta) l'influence néfaste du désherbage sur la perte en terre et le rôle du tassement du sol sur l'augmentation du ruissellement ont été enfin étudiés.

4.3.3. Lutte contre l'érosion hydrique.

4.3.3.1. Aménagement des terres.

Les seuls résultats qu'il était possible de fournir sur cette question lors de la dernière Assemblée Générale de Toronto portaient sur le terrassement des terres. Depuis cette époque, de nouveaux résultats ont été obtenus en Afrique Occidentale et à Madagascar, montrant tout l'intérêt de la culture en billons isohypses en milieu suffisamment perméable. A la Station de Nanisana (Madagascar), elle a réduit de $\frac{2}{3}$ la perte moyenne annuelle de terre sous arachide et de moitié celle sous maïs quand elle a été substituée à la culture à plat. A Niangoloko (Haute Volta), en 1957, sous culture de mil, la perte en terre a été 50 fois plus faible en condition de billons isohypses qu'en condition de culture à plat.

4.3.3.2. Amélioration du sol.

Les recherches menées en parcelles expérimentales sur les engrais verts depuis quelques années en Afrique ont montré que leur enfouissement n'a comme effet bénéfique que la seule augmentation du rendement de la culture qui les suit. Par contre ils n'accroissent que très peu la résistance du sol à l'action érosive de l'eau. Leur action sur sa stabilité structurale n'est que très fugace (expériences faites à Madagascar, Station du Lac Alaotra et Station de Nanokely, et en Côte d'Ivoire, station d'Adiopodoumé).

4.3.3.3. Utilisation de la végétation

a) Plantes de couverture.

Elles ont une haute valeur conservatrice d'eau et de terre, mais des connaissances plus précises ont été obtenues sur elles grâce aux travaux de mesure du ruissellement et de l'érosion en parcelles expérimentales.

— Il y a intérêt à utiliser en un lieu donné des espèces locales plutôt que des espèces importées pour réaliser un couvert protecteur. Les espèces locales, mieux adaptées au climat du lieu, se développent en effet plus rapidement, couvrent le sol plus vite et le protègent plus tôt que les espèces importées. (R. FAUCK et F. DUGAIN, Kindia).

— La protection assurée par les plantes de couverture est meilleure lorsque celles-ci sont implantées sur un bon sol parce qu'en cette condition leur développement est meilleur (B. DABIN et N. LENEUF, Adiopodoumé).

— Sous climat tropical humide, les légumineuses semées protègent le sol dès leur première année d'implantation, mais elles le protègent de façon beaucoup plus considérable en seconde année, si elles sont conservées, car alors leur développement est plus rapide et plus important. Leur niveau d'action est comparable à celui d'une couverture forestière naturelle. (B. DABIN et N. LENEUF, Adiopodoumé).

— A Madagascar, enfin, P. ROCHE et B. Dubois ont montré la nécessité d'inclure plusieurs années de prairie dans les rotations pour lutter contre l'érosion du sol dans les lieux où le phénomène pose un très grave problème.

b) Valeur conservatrice de certaines cultures.

Les mesures de ruissellement et d'érosion effectuées en parcelles expérimentales ont permis de juger de la valeur conservatrice de certaines cultures.

— F. DUGAIN et R. FAUCK ont pu ainsi indiquer que le fonio, dans les conditions du Fouta Djallon (Guinée), semble freiner le ruissellement et l'érosion, ce qui va à l'encontre des idées primitives et pousse à d'autres expériences avec cette plante.

— Ces mêmes chercheurs, et B. DABIN et N. LENEUF, indiquent tous la grande

leur valeur anti-érosive de l'ananas quand il est cultivé en lignes isohypses et butté (Côte d'Ivoire) ou cultivé en doubles lignes isohypses avec paillage intermédiaire au moment de la plantation (Guinée).

— P. BONNET et P. VIDAL indiquent, d'après leurs expériences menées en Guinée forestière, que le riz pluvial en faible pente semble jouer un rôle protecteur du sol beaucoup plus grand qu'on ne le croyait.

4.4. *Mesure du débit solide des cours d'eau.*

Une seule étude de turbidité nous a été communiquée : celle de M. BESLON sur le Logone à Lai, parue en mars 1958. Elle se rapporte à l'année 1955. D'août à décembre, 17 mesures ont été effectuées à 1,5 ou 2 mètres de profondeur au milieu du fleuve. Ces mesures ont été complétées de juillet à septembre par d'autres plus complètes : prélèvement de 6 à 10 échantillons à différentes profondeurs sur plusieurs verticales de la section.

La moyenne approximative de turbidité serait de 150 gr/m^2 pour la période de juillet à novembre. Le débit de cette période se chiffre à 19.10^9 m^3 . Le débit solide correspondant serait donc de $2,9.10^6$ tonnes.

COMITE DES PRECIPITATIONS
COMMITTEE OF PRECIPITATION

II. COMITÉ DES PRÉCIPITATIONS

COMPTE-RENDU DES RÉUNIONS DU COMITÉ MIXTE DES PRÉCIPITATIONS (A.I.H.S. et A.I.M.P.A.)

MARDI 2 AOÛT ET MERCREDI 3 AOÛT 1960

Ont assisté aux Réunions :

ALLEMAGNE — W. Friedrich — J. Grunow — R. Keller — H. Kuron — F. Kortüm (R.D.) — H. Schubert (R.D.).
BELGIQUE — R. Sneyers — L.J. Tison.
CANADA — J.P. Bruce — R.H. Clark.
DANEMARK — F. Ebert.
FINLANDE — J. Angervo — N. Koroleff — J. Saarinen — M. Seppänen — H. Simojoki — A. Siren — E. Yli. Pobja.
FRANCE — R. Arlery — M. Darlot — S. Ferry — P. Guillot — F. Lugiez — A. Peralat — G. Réménieras — J. Rodier — H. Schoeller — L. Serra — R. Trochon.
GRANDE-BRETAGNE — O. Ashford — M. Mansell Moullin — W. Rangeley — J. Sutcliffe.
HOLLANDE — W. Bleeker — L. Deij — A. Volker.
ISRAËL — S. Mandel.
ITALIE — T. Gazzolo — L. Gherardelli — D. Tonini.
NORVEGE — A. Jakhelln.
ROUMANIE — C. Diaconu — V. Dumitrescu.
SUÈDE — T. Bergeron — G. Nybrant.
URSS — S. Khromov.
É.-U. — G.E. Harbeck — E.A. Johnson — M.A. Kohler — W.B. Langbein — R. Lebrecht — F.W. Reichelderfer — F.E. Snyder — C.L. Walke — R.N. Wilson.
URUGUAY — A. Val.

* * *

La première séance est ouverte le Mardi 2 Août 1960 à 15 heures par M.L. RA (France), Président du Comité Mixte des Précipitations, qui s'exprime en ces termes :

« Depuis notre dernière Assemblée Générale à TORONTO, il me semble que le temps a passé très vite.

C'était pourtant il y a trois ans, et me revoici aujourd'hui presque devant le même auditoire en train de faire à nouveau ce que j'avais appelé à l'époque «le point à question».

Une fois tous les trois ans, ce n'est pas de trop, disais-je. J'aborde donc aujourd'hui ce tour d'horizon qui nous permettra de voir :

— d'abord ce que nous avons fait dans le domaine des études pluviométriques,
— ensuite ce qu'il nous reste à faire.

* * *

Je vous donnerai pour commencer quelques chiffres qui traduisent — d'une façon assez imparfaite d'ailleurs — l'activité de notre Comité des Précipitations.

A Toronto nous avons eu, vous vous en souvenez peut-être, 8 communications. Aujourd'hui il y en a 11 — Donc en supposant, ce qui est d'ailleurs exact, qu'il s'agit toujours de papiers de haute qualité, on constate qu'il y a eu progrès.

Mais ce n'est pas encore suffisant. Nous ne sommes pas parvenus à ce point de saturation qui cause tant de soucis à notre Secrétaire Général M. TISON, lorsqu'il s'agit de l'impression, et avec son accord je vous demande encore un effort dans votre contribution.

Ceci s'adresse tout particulièrement à un certain nombre de grands pays, dont l'U.R.S.S. et les Etats Unis qui à ma très grande surprise ne présenteront aujourd'hui aucune étude sur les précipitations.

Ce sont pourtant des pays où il pleut, et où — nous le savons tous — on étudie la pluie. J'estime, et vous aussi sans doute, qu'il est dommage de n'avoir pas su mieux profiter d'une Assemblée Générale comme celle-ci, pour présenter les résultats de nos études, confronter nos points de vue et les discuter en commun.

Je vous parlais tout à l'heure de nos 11 communications sur les Précipitations. En réalité il y en a beaucoup plus.

Le programme des réunions de l'Association Internationale de Météorologie qui se tiennent à Porthania, nous apprend par exemple qu'il y a quelques jours, vendredi dernier, au cours d'une séance consacrée à la climatologie, on a présenté une étude sur la « variabilité et les fluctuations saisonnières et annuelles des pluies dans l'Inde ».

Voilà très exactement un papier qui rentrait dans le cadre de nos propres sujets d'étude : la variabilité des précipitations.

Et aujourd'hui même, à l'instant où je vous parle, l'Association de Météorologie présente et discute un certain nombre de notes sur le cycle de l'eau dans l'atmosphère, la chimie des eaux de pluie, la captation des aérosols et substances diverses par les précipitations, et bien d'autres encore que nous aurions tous, je crois, écouté avec intérêt.

Nous devons donc pour la prochaine Assemblée Générale essayer de mieux nous entendre pour éviter dans les programmes et les présentations une dispersion regrettable.

* * *

Je vais passer maintenant à la partie un peu plus technique de ce tour d'horizon. Notre programme, vous le savez, comportait essentiellement trois points :

- les observations et mesures,
- la variabilité des précipitations,
- et enfin les méthodes de mesure spéciales telles que le radar.

En fait ces trois points étaient articulés autour d'une idée centrale : *l'étude de la variabilité*.

C'était dit expressément dans le numéro deux : variabilité temporelle et variabilité spatiale, et là il n'y avait pas à se tromper.

Mais le premier sujet, relatif aux mesures, était aussi rattaché à la même idée.

Lorsqu'on mesure une précipitation, il faut naturellement le faire le mieux possible, mais ce n'est là qu'une précaution élémentaire que l'on doit prendre quel que soit l'objet ou la quantité que l'on mesure.

Lorsqu'il s'agit de précipitations le problème est un peu plus délicat.

La précipitation est une quantité d'eau qui tombe sur le sol, c'est-à-dire *sur la surface*.

Ce que l'on observe c'est la quantité d'eau qui tombe *sur un point* : le pluviomètre. Ce n'est donc qu'un échantillon.

Or cet échantillon dépend non seulement de la nature même de la pluie (variable comme on le sait d'un lieu à un autre, même s'ils sont voisins) mais encore de la façon dont on fait la mesure, j'entends par là de la forme même du pluviomètre qui dévie plus ou moins les filets d'air et les gouttes de pluie, de sa hauteur, de son environnement, etc...

Cet échantillon ponctuel n'est valable que s'il est bien « représentatif » de la quantité d'eau reçue par la surface. Et c'est cette représentativité, donc l'étude des variables qui la conditionnent, qui constituait l'essentiel du point 1 de notre programme.

Comme vous le voyez, toujours l'idée de variabilité.

Idee que l'on retrouve également d'ailleurs dans le point 3 : car les observations pluviométriques au radar donnent à l'inverse des observations ponctuelles des « taches » qui représentent l'étalement de la pluie dans l'espace et dont on peut suivre les fluctuations.

Il était donc intéressant de pouvoir comparer les observations radar aux méthodes classiques et voir en particulier si l'une nous renseigne mieux que l'autre sur la variabilité de la pluie.

Je dois dire d'ailleurs, et en le déplorant, que personne aujourd'hui n'a abordé ce sujet.

Je renouvelle donc mon appel aux spécialistes du radar pour qu'ils nous apportent quelques lumières sur cet intéressant aspect de la question.

* * *

Tel était donc le programme.

Vous verrez à la présentation des communications comment il a été traité. Je ne m'y étendrai donc pas : c'est déjà presque du passé, mais regardant plutôt vers l'avenir je vous ferai part de quelques réflexions sur les points qui me paraissent les plus importants dans la poursuite de nos études pluviométriques.

Il y a d'abord la question des instruments et mesures. J'y reviens car c'est une chose importante : ce sont les observations — et naturellement les observations bien faites — qui constituent le support matériel de nos études.

De ce côté nous n'avons pas à nous plaindre : nous avons régulièrement et aujourd'hui encore des notes et mises au point très intéressantes. Mais il est tout de même une question que l'on peut maintenant se poser.

En raison de cette variabilité de la pluie dont je vous parlais tout à l'heure, est-il bien nécessaire de s'obstiner à la recherche de la mesure la plus précise possible d'une précipitation? Je dis bien « une » précipitation, c'est-à-dire un échantillon ponctuel d'une quantité très fluctuante et qui s'étale sur toute une surface.

Je ne veux surtout pas dire par là qu'il faille négliger la *qualité* des mesures. Mais nous sommes ici dans un domaine très spécial, et j'estime qu'il est tout à fait illusoire de pouvoir assurer qu'en un point la pluie est connue au millimètre ou au dixième de millimètre s'il faut, autour de ce point, se contenter d'évaluations qui ne sont souvent que très approximatives.

On est donc conduit naturellement à penser que la « précision » dans la connaissance de la quantité d'eau effectivement tombée sur une région ou un bassin versant s'accroîtra, plus par la multiplication des échantillons — c'est-à-dire l'extension des réseaux pluviométriques — que par les perfectionnements apportés aux appareils eux-mêmes.

Cette extension souleva, on s'en doute bien, quelques objections :

— d'abord qu'il est difficile et coûteux d'installer et d'entretenir un réseau pluviométrique très dense,

— et que si malgré tout on y arrive, il faudra de longues années, c'est-à-dire le temps de rassembler des séries d'observations statistiques en quantité suffisante, pour que le réseau devienne rentable.

Il est facile de répondre à ce genre d'objections si l'on sait exactement ce qu'on veut faire, et pourquoi on veut le faire.

* * *

La pluie est assurément un phénomène très complexe.

Pour connaître ce phénomène, qu'a-t-on fait généralement jusqu'à présent ?

On l'a mesuré, bien sûr, en relevant régulièrement les hauteurs de précipitations en un certain nombre de stations. Et lorsqu'on a eu des séries de mesures assez longues on a examiné comment elles se distribuaient, c'est-à-dire qu'on a fait de la Statistique.

On a observé que suivant qu'il s'agissait de pluies annuelles, mensuelles ou journalières, les courbes de distribution avaient telle ou telle forme. On a ensuite essayé d'ajuster ces courbes expérimentales sur des expressions de forme analytique connues : lois de Gauss, de Pearson types I, II, III... etc. loi Γ incomplète, et bien d'autres.

Quand l'ajustement s'avérait pénible, on a utilisé au lieu des données d'observation de pluie effective, les racines carrées, les racines cubiques ou les logarithmes de la pluie.

Mais il ne s'agit dans tout cela que d'artifices de calcul, utiles sans doute pour *décrire* le phénomène-pluie, mais totalement impuissants à nous aider à le *comprendre*.

Nous sommes en présence d'un phénomène physique. Il est dû à des causes physiques, causes complexes bien sûr, pas toujours commodément à isoler et à étudier car elles interfèrent souvent les unes sur les autres, mais ces causes nous devons les étudier en physiciens et non pas en calculateurs. Notre Union, l'U.G.G.I. ne s'appelle-t-elle pas d'ailleurs : Union « Géophysique » ?

J'ai lu quelque part — et je cite à peu près de mémoire — que dans la connaissance d'un phénomène il faut considérer deux phases :

— d'abord on ne sait pas grand chose à son sujet et à travers les cas particuliers que l'on observe chaque jour on veut s'en faire une idée générale. C'est le stade « des moyennes » c'est-à-dire de la Statistique plus ou moins élaborée ;

— ensuite, et lorsqu'on a acquis une vue d'ensemble du phénomène il devient intéressant d'étudier les cas particuliers et de voir pour quelles raisons, sous l'influence de quels facteurs ils s'écartent du cas général. C'est la seule façon de *comprendre*.

Ajouter l'une après l'autre des précipitations journalières pour calculer ensuite la moyenne et l'écart-type, ne sert plus maintenant à grand chose.

Je préférerais que l'on commence par trier ces précipitations journalières en grandes classes caractérisées par quelque élément physique, disons pour simplifier

— d'une part les pluies de front chaud, puis de front froid ou même pour commencer toutes les pluies frontales ensemble,

— et d'autre part les pluies convectives.

Ceci n'est bien entendu qu'une première classification très grossière mais je ne la cite que pour montrer dans quelle voie de recherche nous devons nous orienter. Telle qu'elle est déjà, cette classification très simple permet de se rendre compte que les pluies de deux stations voisines ne sont pas corrélées de la même façon suivant qu'il s'agit d'averses frontales généralisées ou d'orages convectifs, ce qui permet de mieux savoir pour mieux utiliser.

Il y a aussi la notion d'échelle que l'on perd souvent de vue. Et les études ne sont pas conduites de la même façon suivant que l'on considère :

- soit l'échelle saisonnière dont l'unité de temps est de l'ordre du mois et qui doit être associée à une échelle spatiale dont l'ordre de grandeur est le continent,
- soit l'échelle synoptique qui est celle des perturbations atmosphériques classiques et qui correspond dans le temps à une durée allant de quelques heures à 1, ou 3 jours, et dans l'espace à une étendue de la valeur d'une province.

Notons en passant que c'est cette échelle qui correspond le mieux aux besoins de l'Hydrologie.

Il y aurait encore beaucoup à dire sur ce sujet : mais le temps nous presse. Ce que je voulais surtout c'est insister sur cette idée : la nécessité absolue de se tourner davantage vers la Physique, vers l'étude des causes physiques de la pluie, si l'on veut arriver à quelque progrès dans la connaissance de ce qu'elle est réellement.

C'est dans ce sens qu'il faut entendre l'étude de la variabilité telle qu'elle figure dans notre programme. Et en raison de son importance primordiale c'est un objet d'étude qu'il conviendra de maintenir pour notre prochaine Assemblée Générale.

Un mot maintenant sur ces réseaux pluviométriques dont j'ai recommandé l'extension. Il ne s'agit pas dans mon esprit des stations permanentes des réseaux météorologiques nationaux ou mondiaux, mais essentiellement d'installations temporaires, peu coûteuses et dont le but est de permettre l'étude détaillée des situations météorologiques typiques et des phénomènes qui leur sont associés, c'est-à-dire très exactement l'étude de ces « cas particuliers » qui mieux que toute statistique générale nous font avancer plus sûrement dans la voie de la connaissance.

Vous allez d'ailleurs en avoir un exemple précis dans un moment. M. le Professeur BERGERON va nous présenter, hors programme, les résultats extrêmement intéressants qu'il a pu tirer d'un réseau très dense (plusieurs centaines je crois) de pluviomètres, pluviomètres très simples d'ailleurs et peu coûteux : moins d'un dollar pièce. Mais M. BERGERON vous donnera lui-même tous les détails.

Et maintenant il me faut conclure, car je ne voudrais pas trop abuser de votre attention : vous avez déjà, ces jours-ci, entendu beaucoup de discours.

Ma conclusion sera donc très simple et très courte : elle se bornera à vous redire, mais cette fois-ci sous une forme très schématique, ce que doit être maintenant notre ligne de conduite :

- un peu moins de Statistique,
 - beaucoup plus de Physique,
- est, j'en suis convaincu, notre seule chance de progrès.

* * *

J'aborde maintenant l'ordre du jour de notre séance de travail.

1. La première communication inscrite est celle de M.G. TSCHIRHART (France). Elle a pour titre :

« Note sur la variation temporelle des précipitations ».

C'est une très intéressante mise au point — dans la manière que je recommande — sur les pluies et facteurs physiques qui les conditionnent.

L'auteur n'étant pas là, la communication ne sera pas présentée explicitement, autant plus qu'elle ne soulève aucune discussion. Le texte sera d'ailleurs imprimé dans nos Comptes-Rendus.

En remplacement je demanderai à M. BERGERON de venir nous présenter maintenant la communication que je vous ai annoncée tout à l'heure.

2. *Tor. BERGERON* (Suède)

« Operation and results of Project Pluvius »

Pas de discussion, sauf une question posée par J.P. BRUCE : A quelle hauteur au-dessus du sol se trouvaient les orifices des pluviomètres ? — Réponse : à 1,50 m.

3. *G.R. KENDALL* (Canada)

« The cube-root normal distribution applied to Canadian Monthly Rainfall totals ».

(Communication présentée par J.P. BRUCE).

Après cet exposé les questions suivantes sont posées :

G.E. HARBECK : Was this method tested using data for winter months ? Réponse : Not to my Knowledge.

R. SNEYERS attire l'attention sur le fait qu'à UCCLE (Belgique) pour les cotes udométriques mensuelles la distribution Γ incomplète est également incompatible avec la série des observations. Il rappelle qu'un ajustement a été obtenu au moyen d'une branche d'hyperbole qui tient compte notamment du fait que la probabilité d'avoir un mois sans pluie n'est pas nulle, et renvoie à la note qu'il a présentée la semaine précédente au Symposium « Sécheresses et bas débits » sur la Probabilité des sécheresses à UCCLE et son influence dans la répartition statistique de la cote udométrique.

D. TONINI fait observer qu'il existe depuis plus de vingt ans une formule d'ajustement basée sur la loi des effets proportionnels (formule dite de Galton-Gibrat). Cette formule s'applique à de nombreux phénomènes et il s'étonne que les hydrologues-statisticiens s'obstinent à en chercher de nouvelles avant d'avoir exploité toutes les possibilités de cette formule bien connue.

J. RODIER précise, à l'appui de ce que vient de dire M. TONINI que l'étude des précipitations journalières de l'Afrique de l'Ouest a montré que leurs logarithmes avaient une distribution normale, ce qui correspond bien à la loi des effets proportionnels.

4. *E. INDRI* (Italie)

« A comparison between the precipitations measured during the same period at the Astronomico and Magrini Observatories of Padua ».

(Communication présentée par D. TONINI).

Après un exposé très résumé de cette communication M.D. TONINI profite de sa présence à la tribune pour présenter au nom de la Délégation Italienne les propositions suivantes :

a) Le Service Hydrographique Italien a réalisé une carte de la précipitation annuelle moyenne pour la période 1921-50, carte qui est exposée dans la salle F. 3-7.

La Délégation Italienne dans le but de réaliser une carte analogue internationale unique, souhaiterait que le Comité des Précipitations prenne à sa charge la réalisation de ce projet.

b) En relation avec la proposition précédente, la Délégation Italienne souhaiterait que le Comité des Précipitations étudie un modèle de pluviomètre standard « international » qui pourrait servir en quelque sorte d'étalon permettant de comparer les mesures faites par les multiples types d'appareils utilisés dans divers pays et cela en vue d'assurer le raccordement des cartes d'isohyètes établies par les Services Nationaux.

L. SERRA, Président du Comité des Précipitations, répond :
a) pour le premier point, d'accord sur l'intérêt de pouvoir disposer de cartes homogènes » et raccordables d'un pays à l'autre — mais la question est bien plus ressort de l'Organisation Météorologique Mondiale que du Comité des Précipitations de l'U.G.G.I. qui matériellement et financièrement ne peut assumer une telle charge. Il peut toutefois, et c'est ce qu'il fera, présenter des « recommandations » de l'O.M.M.

b) En ce qui concerne le second point M. SERRA indique en faisant un bref historique de la question, que la « proposition » de la Délégation Italienne est déjà faite au stade de la réalisation.

Dans une note présentée à la X^e Assemblée de l'U.G.G.I. à Rome (1954) des résultats de comparaison de divers types de pluviomètres avaient déjà révélé des différences significatives dans les mesures.

En juillet 1955, grâce à un subside de l'UNESCO, une réunion conjointe du Comité des Précipitations de l'U.G.G.I. et du Groupe de Travail de la Commission Instruments et Méthodes d'Observations de l'O.M.M. avait pu être organisée à Zurich. A cette réunion était apparue la nécessité d'entreprendre une comparaison internationale des différents types de pluviomètres en usage dans les réseaux pluviométriques nationaux.

La session de Paris (1957) de la CIMO proposa une résolution dans ce sens au Comité Exécutif de l'O.M.M. et recommanda un type de pluviomètre de référence destiné à être mis en observation concurremment avec les pluviomètres nationaux d'un certain nombre de points du globe. La réalisation matérielle de cet appareil a été confiée au Meteorological Office de Londres, qui avec l'aide de firmes spécialisées a pu mettre au point un « pluviomètre de référence » pour un prix estimé de l'ordre de 40 Livres Sterling. On pense que ces pluviomètres pourront être à pied d'œuvre pour le début de 1961.

A. PERLAT, Président de la CIMO et qui assiste à la séance confirme que ce pluviomètre de référence sera prochainement disponible, les plans pourront en être demandés au Secrétariat de l'O.M.M. à Genève, ainsi que le prix.

Alb. VAL demande s'il existe un type universel de pluviomètre et si le réseau en place dans son pays (l'Uruguay) depuis environ 10 ans est vraiment utilisable. A. PERLAT le rassure sur ce point en faisant observer que le pluviomètre « idéal » a pu être déterminé.

J. BRUNET-MORET (France)

« Méthode d'analyse de la répartition des précipitations dans le temps et dans l'espace ».

(Communication présentée par J. RODIER).

Cette communication ne soulève aucune discussion.

M. JACQUET (France)

« Etude de la répartition spatiale des précipitations à l'échelle fine et précision des mesures pluviométriques ».

(Communication présentée par G. REMENIERAS)

Après cet exposé les questions suivantes sont posées :

R. SNEYERS : Dans le cas où les pluviomètres à 0,30 m et 1,50 m donnent des résultats significativement différents, lequel des deux faut-il choisir ?

Réponse : L'auteur de la note, M. Jacquet, estime qu'on doit conclure en pareil cas que c'est l'emplacement lui-même du pluviomètre qui est mauvais.

A. PERLAT trouve que les résultats présentés sont en contradiction avec d'autres expériences et que dans toutes les comparaisons effectuées avec divers types de pluviomètres

mètres, c'est toujours le pluviomètre Association qui donne les plus mauvais résultats.

J. RODIER : Au risque de faire bondir les staticiens je prétends qu'un intervalle de confiance de 95 % n'arrange rien. M. Jacquet trouve des écarts-type expérimentaux de l'ordre de 5 à 6 %, ce qui correspond sensiblement à ce que nous avons constaté en Afrique sur plusieurs centaines d'averses journalières. Le choix de conditions aussi sévères pour l'intervalle de confiance conduit à mettre en évidence des chiffres de 15 et de 20 % dont le premier effet sur le plan psychologique est de décourager les techniciens effectuant ce genre de mesures.

On comprend un intervalle de 95 % lorsqu'il s'agit de calculer le débit moyen annuel pour un aménagement coûtant plusieurs centaines de millions ou plusieurs milliards de francs, mais de telles marges de sécurité ne se comprennent pas pour les présentes études. Si sur l'analyse des précipitations il s'en trouve une ou deux pour lesquelles les valeurs estimées sortiraient en réalité d'un intervalle de confiance de 60 % par exemple, cela ne serait pas tellement grave.

D'autre part je me souviens d'avoir vu une étude Belge dont les observations avaient été faites au Congo et d'après lesquelles des précipitations mesurées à 1 m ou 1,50 m au-dessus du sol seraient de 3 à 5 % moins élevées que les précipitations mesurées à 0,30 m. Mais au sol il ne me semble pas que les Belges trouvaient encore des valeurs plus élevées.

Réponse : M. Réménieras est d'accord sur l'intérêt d'un intervalle de confiance moins sévère.

7. P. PASTEUR (France)

« Considérations sur la Rosée »

8. M. SCHOELLER (France)

« Teneurs mensuelles et annuelles en chlore de l'eau de pluie dans le Bassin d'Aquitaine ».

9. K. HEIGEL (Allemagne)

« Orographisch Bedingte Schwankungen des Niederschlags ».

(Communication présentée par J. GRUNOW).

Cette communication ne soulève aucune discussion.

10. J. GRUNOW (Allemagne)

« Ergebnisse mehjähriger Messungen von Niederschlägen am Hang ».

La discussion est groupée avec celle de la communication suivante.

11. J. GRUNOW (Allemagne)

« Variationen der Niederschlagsstruktur und ihre messtechnische Erfassung ».

Après les deux exposés de M. GRUNOW les questions suivantes sont posées :

J.P. BRUCE — How large are the receiving plates of the duration recorder?

Réponse : Approximately $3 \times 15 = 45 \text{ cm}^2$.

J. RODIER — Il me semble que dans le dernier appareil présenté le papier se déroule à une vitesse de 2 cm par minute, ce qui est très lent, toutes les gouttes doivent se recouvrir.

Réponse : The speed is 10 cm per minute.

R. SNEYERS — Y a-t-il une dimension minimale à partir de laquelle l'appareil enregistreur de la durée des pluies fonctionne?

Réponse : Each drop of minimum size, as given in drizzle, closes the circuit but not fog droplets which are deriving horizontally.

M.A. KOHLER — Were all gages used in deriving the relation between deficiency and height of gages openly exposed or well sheltered by trees?

Réponse : In the windward directions nearly free.

— How was the representative slope determined for the slope gages?

Réponse : By the mean angle of the sloped surrounding area without waves or roughs.

* * *

Avant de lever la dernière séance M. SERRA fait part des entretiens qu'il a eu, au cours des journées précédentes, avec les uns et les autres en vue de la fixation d'un programme d'études pour l'Assemblée de 1963.

Après nouvel échange de vues et discussion, le Comité des Précipitations soumet ses propositions suivantes :

PROGRAMME D'ÉTUDES POUR L'ASSEMBLÉE DE 1963

Variabilité des Précipitations

— Répartition dans l'espace — Etude particulière des facteurs influençant cette répartition (conditions locales — situations météorologiques) et généralisation.

— Extension sur le terrain des précipitations de divers types. Application au choix du réseau optimum de pluviomètres pour la détermination d'une précipitation sur un bassin.

— Représentation graphique de la variabilité des précipitations. Essai d'établissement de « cartes de variabilité » complétant les cartes habituelles de précipitations moyennes.

Mesures spéciales

— Mesures des précipitations par radar et comparaison avec les méthodes classiques.

— Mesures des précipitations sur les surfaces d'eau étendues (grands lacs à l'exclusion des mers et océans).

— Mesure des condensations occultes (rosée-brouillard). Evaluation de leur importance par rapport aux précipitations courantes.

PRELIMINARY RESULTS OF «PROJECT PLUVIUS»

TOR BERGERON

Royal University of Uppsala, Uppsala, Sweden

As a result of my studies of orographic, or rather «oreigenic», and other precipitation distributions, pursued since the 1930's, I venture to state that in no country is the official network of rainfall stations dense enough to give even just a summary picture of the precipitation conditions.

Firstly, ordinary rainfall maps do by far not give the information on the detailed distribution of rainfall necessary to the biological sciences, to numerous industries and for the needs of everyday life. For such a purpose the number of rainfall stations would have to be multiplied a hundredfold. Moreover, the general irrerepresentativity of the network of stations leads to an underrating of the total supply of rainfall water of a country. Since it is economically non-feasible to organize millions of rainfall stations, for instance in Europe, there is only one expedient left. *Within a number of suitably chosen, not too small testfields, representing all the main different climatic type of the region, the connection between precipitation, orography and soil character has to be thoroughly studied.*

In accordance with this recommendation, we started in 1953, at the Meteorological Institution of the University of Uppsala, to build a rather complicated measuring «instrument», i.e. to organize such a testfield, in order to find out something more about the real distribution of precipitation. This «instrument» consisted during the summer and autumn of 1955 and 1956 of no less than one thousand rain gauges of the types shown in Fig. 1, the «automatic» rain gauge «Pluvius».

The observations from the Thunderstorm Project in the United States could not be used for our purpose since there were only between 50 and 60 stations, and their area presented no marked orographic features. Then also the data from the different American and other projects were generally not accessible to us.—As early as 1953 we had 150 stations operating around Uppsala; later, in two regions near the great lake Vänern in SW. Sweden, networks with up to 800 stations were organized. We could thus cover a much greater area, having an interesting orography.

On the other hand, evidently, the Thunderstorm Project and other similar projects had a much better instrumentation at each individual station than we could afford to have. Since the official measuring instrument of the Swedish Weather Bureau costs nearly twenty times as much as the «Pluvius», we had the choice between 1000 of this type and 50 of the former type—and we had to take the «Pluvius».

As to regions to select for our «instrument»—that is, for this special network of gauges—when starting our project during the autumn of 1953, we thought that one ought to test the whole set up in three different respects. (1) How reliable the instrument would work in the field. (2) If it were feasible to get enough observers evenly distributed and, if possible, working without pay. (3) We also wanted to get some knowledge as to the interior structure of different kinds of rain mechanisms for instance the warm-front rain and the cold-front rain, when not disturbed by orography. So we selected an area 30 by 35 km around Uppsala that was easy to reach, and which we thought was so flat that there would be no appreciable orography.

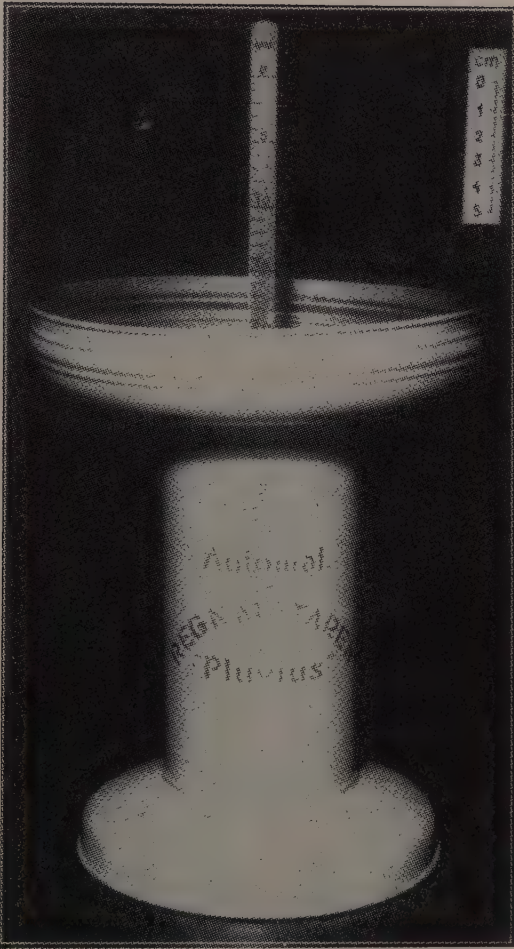


Fig. 1 — The automatic rain gauge Pluvius, with a cork-float lifting the measuring rod; ratio collecting area to cylinder area = 5; cost \$ 1.

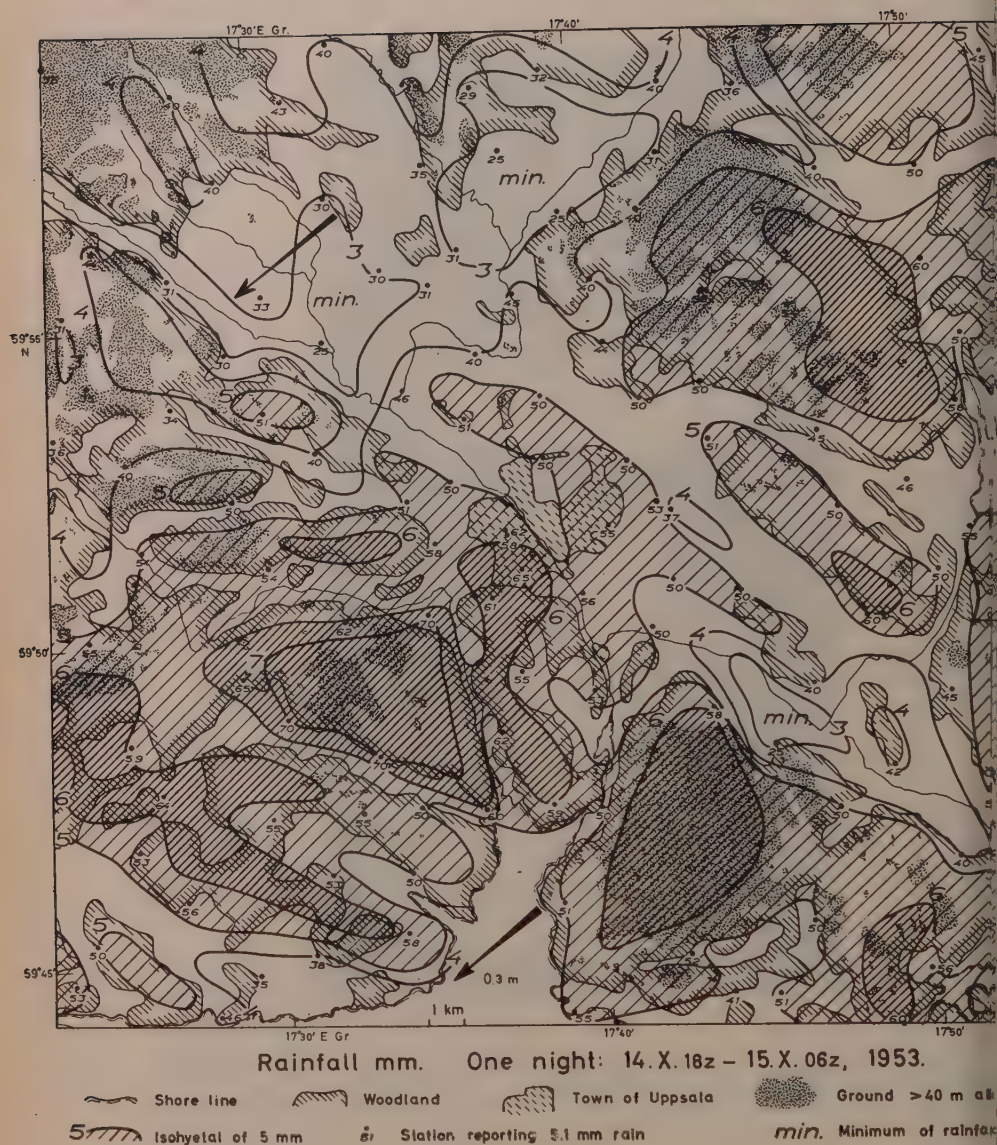
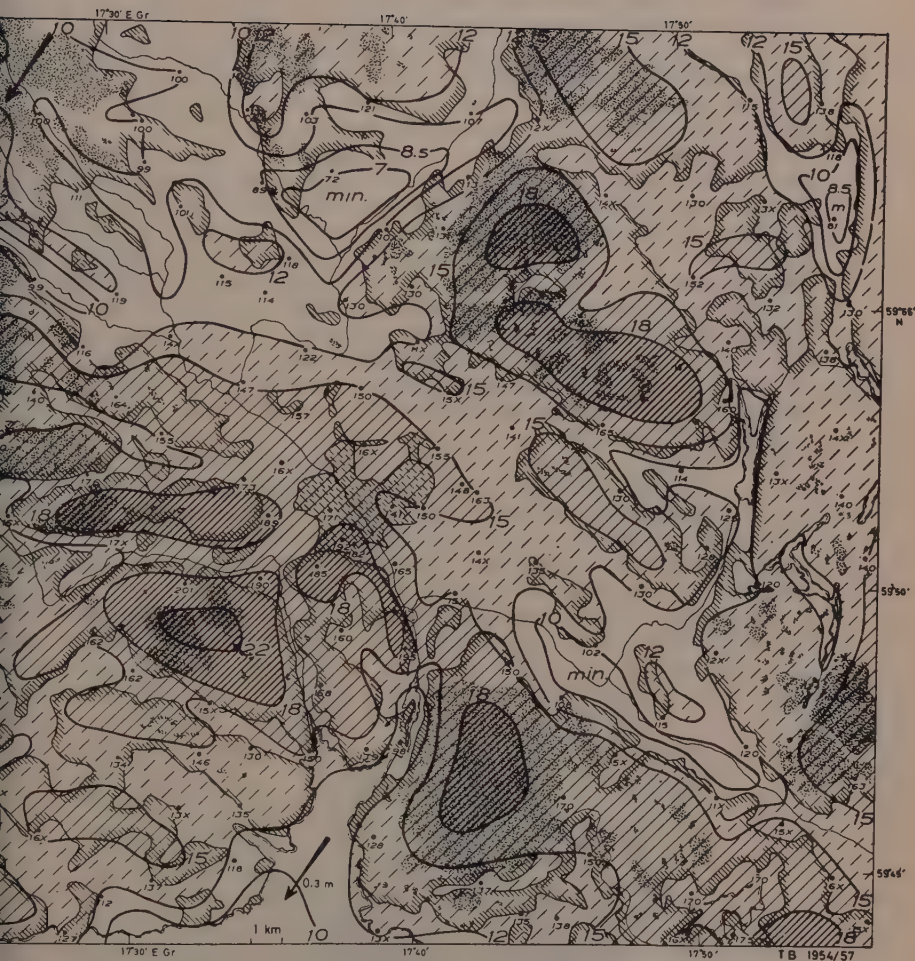


Fig. 2 — Orographic rainfall maxima and minima around Uppsala, Sweden, during one night within a stationary and continuous frontal upslope rain-area, as shown by a meso-scale network of Pluvius gauges; the arrows show the wind direction



Rainfall mm. One night: 15.X.18z - 16.X.06z, 1953.

shore line Woodland Town of Uppsala Ground > 40 m ab s.l.
 isohyetal of 15 mm Station reporting 15.1 mm rain
 15.1 " " 15 " " (tenths unknown) min. } Minimum of rainfall

Fig. 3 — Orographic rainfall maxima and minima during the following night under the same general conditions as in Fig. 2.

effects. Those measurements went on during the period 1.X.—15.XI. 1953 at 150 stations.

Unfortunately, there were then only a few big rains, but it turned out that they were very suitable after all. On October 14-16, a stationary front lay across southern Sweden with a rain area and northeasterly winds on its northern side. Figure 2 shows the results of the measurements during the first 12 hrs. of this period. Being the night and not the day period, there would be very little convection. When plotted on an appropriate map showing the regions with forest, and those without, a most surprising connection appeared between woodland areas and much precipitation, and flat, treeless areas and a minimum of it; see Figures 2 and 3.

In Figure 2 one of the rain maxima lies to the lee of Uppsala, and it might be ascribed to a precipitation release caused by certain nuclei produced in this town, or by the convection released through the heating effects of Uppsala. One might also assume that the whole map showed just a chance distribution. The next night, though, skipping the intervening 12 day hours, gave much greater amounts, but practically the same distribution (Fig. 3) with the same stationary rain, and almost the same wind direction (it had shifted a little more to NNE). In both cases the proportion between maximum and minimum was three to one (in Fig. 3 it is about 20 to 7, in Fig. 2 it was 7 to $2\frac{1}{2}$).—During the intervening and following daytime periods there was a similar pattern, but not so regular. This may be explained by the fact that in daytime, even at this high latitude and so late in the year, there will be some convective effects.

As seen from Figures 2 and 3, in this case the highest elevation of the country from the surrounding plain is about 50 m. With a high condensation level that would hardly give any precipitation at all. If the low layers are moist, though, clouds may form even over small hills. But if higher layers are cloudless, these low cloud caps will remain colloiddally stable and symmetric, giving practically no precipitation, since there is no upper releaser cloud. Moreover, within a shallow cloud cap of small horizontal extent there is no possibility of getting warm-cloud precipitation released, because the lifetime of the droplets will be too small.—Therefore, I suggest the following explanation in such cases as this. The cloud base is either low from the very beginning, or the air below the Nimbostratus base gets moistened through the conti-

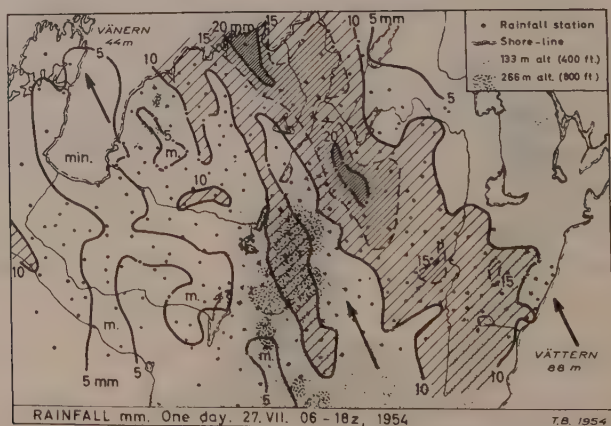


Fig. 4 — Instability pattern of rainfall (cold-front with SSE wind aloft) shown by a meso-scale network of Pluvius gauges in a region with plains and plateau hills between the two great lakes of southern Sweden.

ous rain. Then, orogenic cloud caps with more or less intense condensation, alloidally stable in themselves, form over those regions that are higher and clad with forest, because of the great increase in friction and its stemming effect on the low. The general rain from the frontal cloud system sweeping down through the cloud caps will then ascertain a very good release of precipitation within them.

For the next projects, operating July-October 1954, July-Nov. 1955 and July-August 1956, we selected an area at the great Lake Vänern in southwestern Sweden, partly shown in Figures 4 and 5, representing an interesting orography (plains, elevations, forests, shore lines, etc.). Here we had 750 gauges; in addition in 1955 about 150 stations in the central part of the region measured the wind direction and velocity (the latter with a cheap pressure-tube hand-anemometer). The two rainfall maps, Figs. 4 and 5, chosen as examples are for July 27, 1954 (cold-front), and for August 7, 1954 (warm-front), both with a general current at the rain-cloud level from south-southeast. — In the cold-front case, obviously, orography has had very little effect on the rain distribution, the explanation evidently being that the cloud base was high and the stratification was unstable since it was summer and daytime. Thus, no low feeder clouds would form above the low hills or plateaus in the area, and there were, instead, convective cells moving with the direction of the gradient wind, giving swaths of precipitation parallel with that direction. — In the warm-front case, fig. 5, on the other hand, the orogenic effect is very marked, since the cloud base was low, the rain fell at night and the stratification evidently was stable.

From such cases and analogous studies I infer that two main patterns may be superimposed on most precipitation distributions, owing to two main mechanisms, the convective-cell mechanism, and the stationary lee-wave mechanism. Figure 4 is an example of the former case, and Figure 5 of the latter case with alternating maxima and minima. Fig. 5 has even a small minimum where one would expect a maximum in the passage of the air over the table mountain.

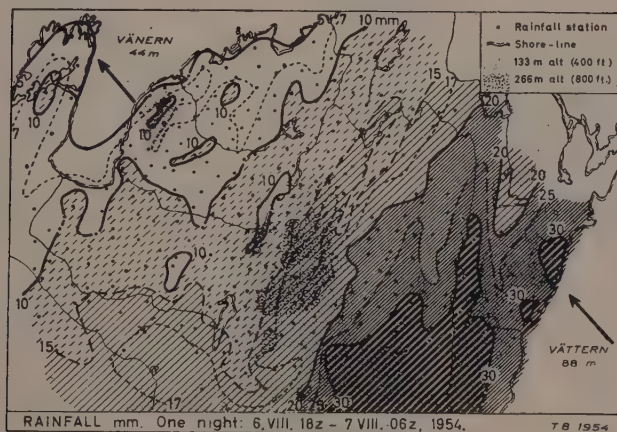


Fig. 5 — Stability pattern of rainfall (warm-front with SE wind aloft) in the same region as Fig. 4.

Fig. 5 also illustrates what difficulties forecasters have to cope with. They should be able to tell that, in such a situation, there will be heavy precipitation (25-35 mm)

during 12 hours near the shore of Lake Vättern, but only a few millimeters at the shore of Lake Vänern, that is, one sixth only. This whole area is not bigger than the station ring on a British weather map, at the scale of one to ten millions, and these differences are stationary with certain wind directions.

* * *

The experiences gained by the Pluvius method may be summed as follows.

1. In spite of the obvious drawbacks of the measuring device (a «Pluvius» without shield, 1.5. m above the ground) it is able to give useful results when the main object is to state great horizontal gradients of rainfall and not the absolute rainfall amounts.
2. Within sufficiently populated regions it was always possible to organise a dense network of rain-gauges.

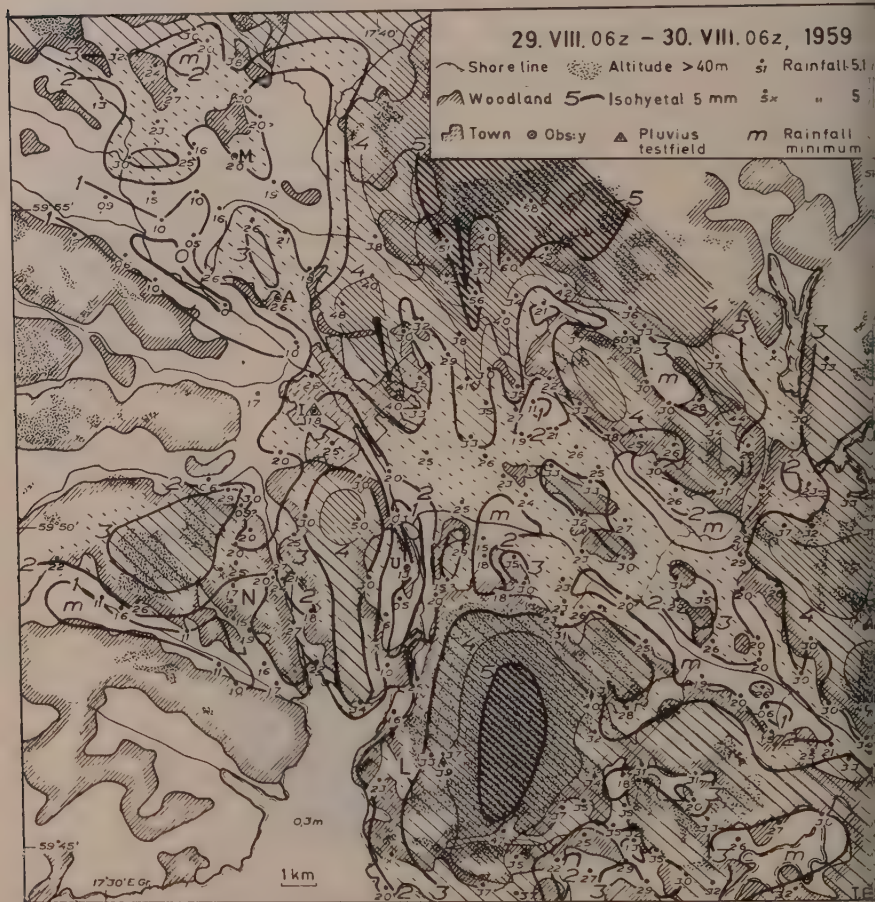


Fig. 6 — WF-occlusion over Finland with prefrontal fresh NNW wind and rain over Bothnian Sea—NE Sweden.

M. Marsta Obs.: 0.4 mm rain 12^h — 13^hz with NNW 6-8 m/s; 1.6 mm 18^h — 06^hz with N'W 5 m/s.

A. Uppsala Airfield 00^hz: Sc 8/8 base 1000 m, top 1500 m. Further W: St. 3 base 250 m.

3. Already in 1953 it appeared that even the small orographic differences of the Uppsala region, see Fig. 2 and 3 (plains about 10 m ab.s.-l. versus small wooded hills 30-60 m ab. s.-l.), cause rainfall differences of 20 to 200 % at distances of only a few km. Stating the position of rainfall maxima and minima beyond contradiction was, however, impossible in many regions since in several cases they lie within vast uninhabited fields or pathless forest-clad hills, as seen in Fig. 2 and 3.

4. Not until in 1959 it became possible to carry out the old plan of procuring

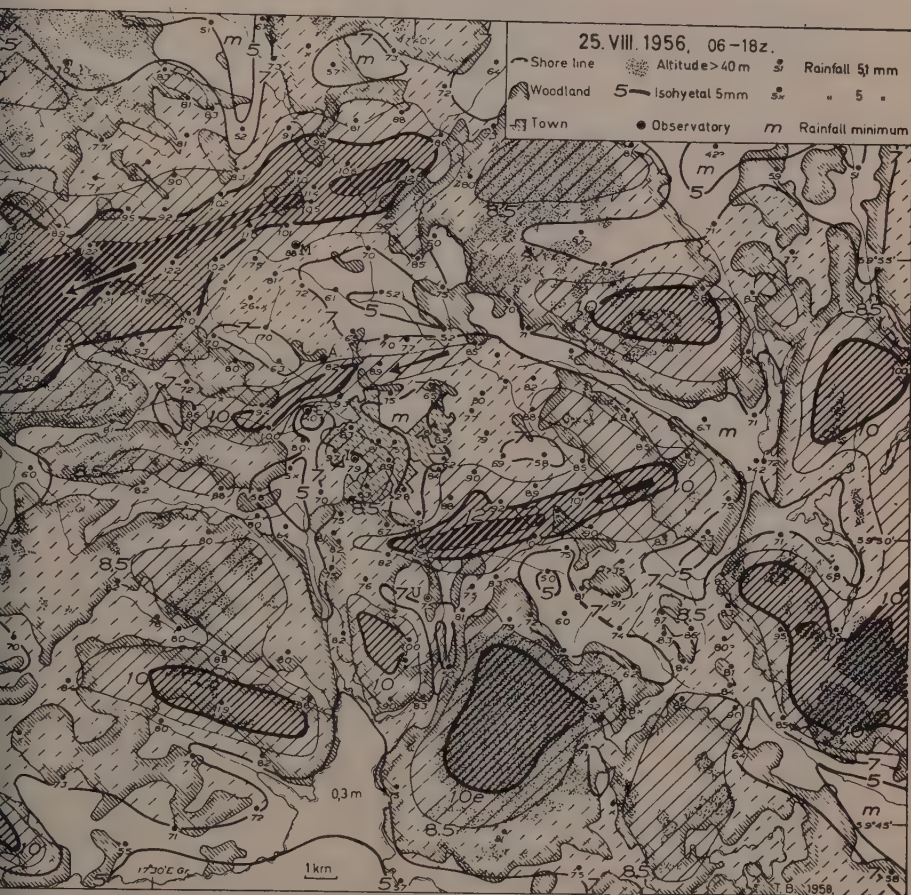


Fig. 7 - WF rain with fresh ENE gradient wind
 1.9 mm 07-09z with NE 4-5 m/s, 0.8 mm 10^h40^m-11^h40^mz with NNE 5 m/s 5.0 mm 12^h15^m-17z with NE 6 m/s.
 field 10z Stratus 7-10/10 250-1500 m, Ac 10/10 2300-2800, 3000-3700 m. -12&15z St base at 200 m
 M=Marsta, A=Airfield, I=Met inst, U=Ulluna

rainfall data from the «white spots» of the map around Uppsala. This was realized by placing some 40 unmanned «Pluvius» gauges and a number of pluviographs within the critical regions. These gauges were inspected after every considerable rain, and 12 pluviograms made it possible to interpolate the rainfall in the unmanned gauges during the measuring periods of the ordinary gauges (06-12z, 12-18z, 18-06z), cfr. the regions *L* and *N* in Fig. 6.

5. The data from later campaigns in many cases confirm the statements made above in 3, but sometimes they fail to do so. In fact, the maps often show rain swaths parallel with the wind aloft, evidently produced by convective cells and possibly released by orography, but afterwards only slightly affected by it, see Fig. 7.—The cases of feeble or no correlation orography-rainfall appear to be connected *either* with such convective cells obscuring the oreigenic rainfall pattern, *or* with more or less abundant rain and light winds or calm in the lowest atmospheric layers.

6. The last-mentioned circumstance has led to tentatively formulating an approximate expression for the maximum additional rainfall ΔR produced over a symmetric forest-clad hill during a general rain, of average intensity *R*, from an extensive cloud sheet of Nimbostratus character doubled by very low St fractus (scud)

$$\Delta R = \frac{2(h_o + h_r)}{B} \cdot f(H, \theta_w) \cdot q(R, n, N, d, D...) \cdot t \cdot v \quad (1)$$

Here we have:

- h_o = height of hill crest above a surrounding (treeless) field or water surface
- h_r = equivalent friction height, i.e. the stemming effect of the friction difference woodland—field expressed in terms of lifting height
- H = height to which the lifting effect of $h_o + h_r$ extends; h_r and H can only be very roughly estimated
- θ_w = average potential temperature at the base of the oreigenic cloud (can during the rain
- B = width of obstacle, measured downstream
- q = efficiency of precipitation release within the main part of the oreigenic cloud. $0 < q < 1$, but q is evidently a little known function of R , size and numbers of suspended and falling droplets (n, N, d, D), etc.
- t = duration of the primary rain R
- v = average wind velocity within the friction layer during the rain R .

This formula is based, among other thing, upon the assumption that ΔR produced secondarily by condensation within a low feeder cloud above the hill and ensuing precipitation release within it by a general rain. This primary rain would (1) moisten the lowest air strata and thereby condition the oreigenic cloud, (2) cause the more or less efficient precipitation release ($0 < q < 1$) within this cloud since the general rain R falling through it would sweep out the water condensate within the local low cloud masses.

If the above reasoning holds good, the maxima of the secondary rain ΔR ought to be best developed and visible during the autumn with Nimbostratus, very low cloud base, relatively high value of θ_w and a maximum value of $t \cdot v$, but a minimum of convection.—This inference now seems to be confirmed by some 80 rainfall maps for selected cases, and for monthly sums, from the region in question.

Moreover, there should also occur a corresponding, though presumably small rain deficit $\Delta' R$ over the plains, due to evaporation of the rain below the Nimbostratus base when falling through relatively dry air (dissolving or no low cloud). There is, however, no analytic expression for $\Delta' R$ available as yet.

In formula (1) we may assume $H = 10(h_o + h_r)$, which in the Uppsala region would correspond to about 1 km; in this case, for simplicity, we assume the oreigenic



Fig. 8 — NNE light wind ahead of WF, and one convective cell.
 Uppsala M.I.: Drizzle 09^h45^m — 12^h30^mz. Continuous rain 12^h30^m — 14^h50^mz
 with NNE 1—3 m/s

ing to decrease linearly with height. At $\theta_w = 0^\circ\text{C}$, respectively $+10^\circ\text{C}$, we then
 $f(H, \theta_w) \sim 3$, respectively ~ 4 , if v is given in m/s, h_o , h_r and B in meters and
 hours. Introducing in (1) values estimated from the topographic map (h_o and B),
 mm pluviograms (t), from weather maps (v), and assuming $h_r = 50$ m and $q = 0.5$,
 we calculated values of ΔR in mm within the same order of magnitude as the observed
 values.

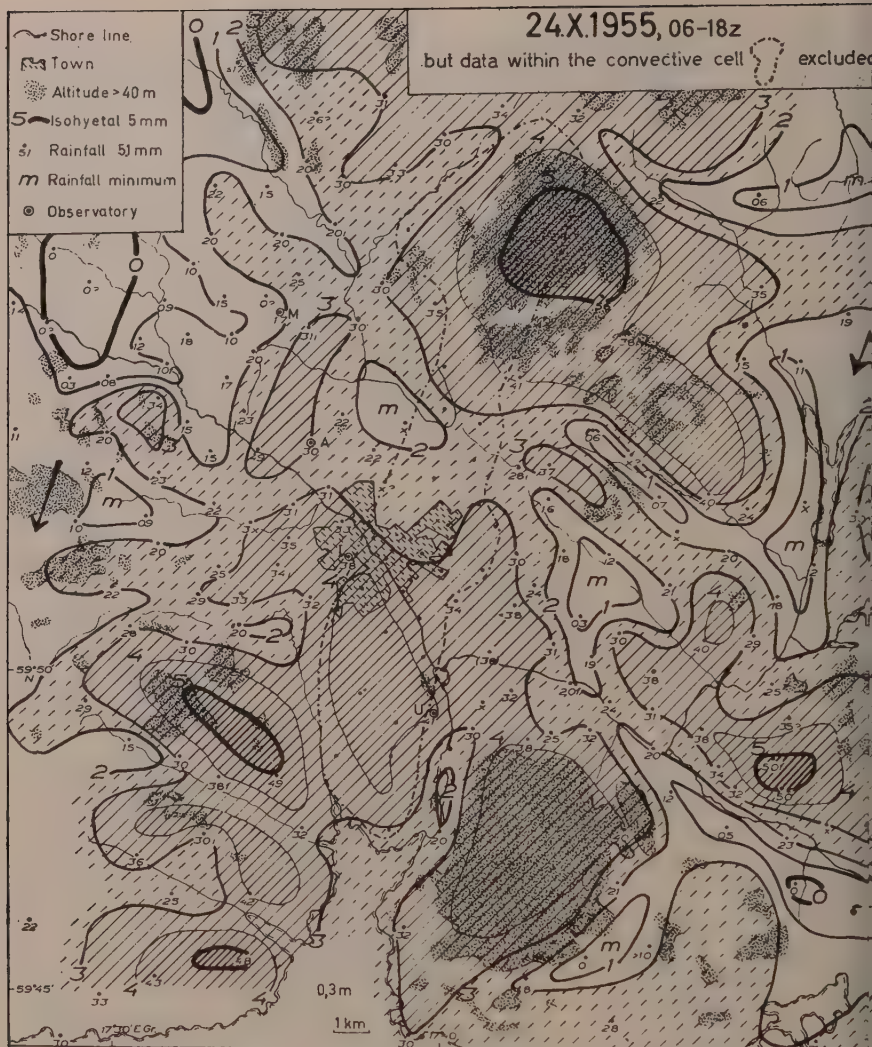


Fig. 9 — Same day as Fig. 8, but rain from convective cell eliminated.

7. The swaths of convective precipitation, obscuring the orogenic effect, even occur within rather typical warm-front rain-areas with N-NE wind. In order to study the correlation orography—precipitation also in such cases, these swaths were eliminated by excluding all values within certain isohyets unambiguously framing the swaths. Then the map was reanalysed without those values, and «undisturbed» values were interpolated for the stations left out. Fig. 8 and 9 demonstrate a typical case of this kind that occurred on Oct. 24, 1955.

8. On Sept. 1st, 1955, the Uppsala testfield was passed by a cold-front containing a very vigorous convective cell, which about 12^hz produced a swath oriented SW-N-

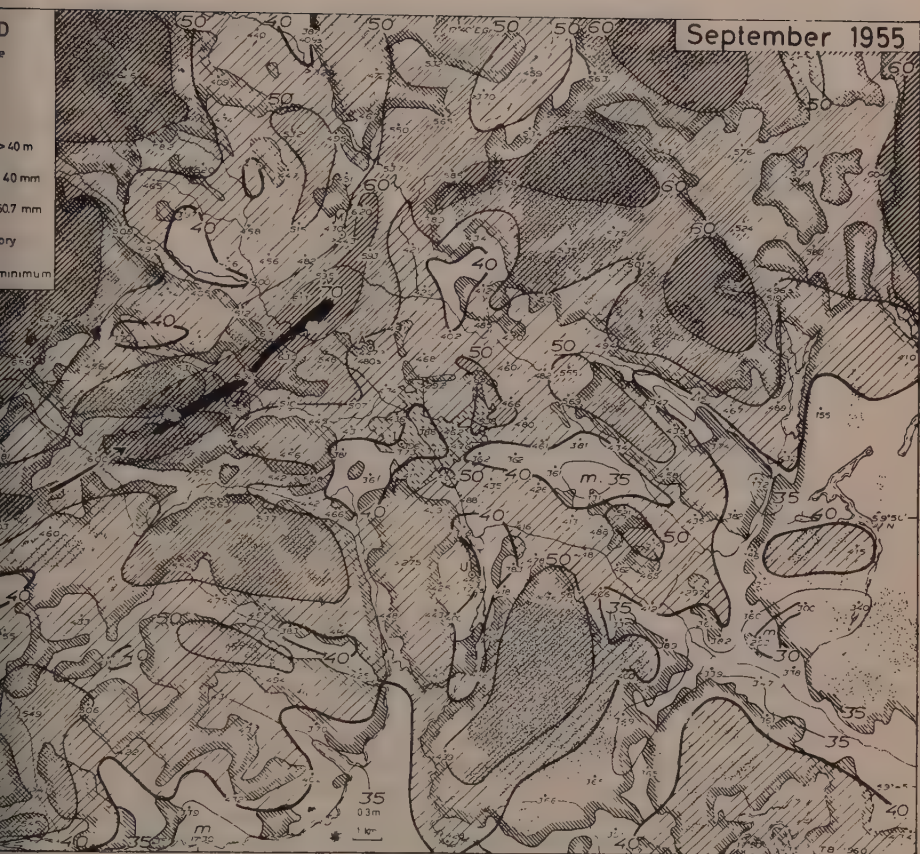


Fig. 10 — Total rainfall mm. September 1955. Arrow indicates track of a vigorous convective cell on the 1st.

with 34 mm rain along its axis, but 0 mm only a few km to the NW of it. As seen from fig. 10, this swath, and the difference of 35 mm, is conserved on the map of the total rainfall of September 1955, where the points referred to have the sums 3 and 38 mm.—Moreover, it is possible that such convective cells have preferred points of release with certain wind directions and weather. Hence, a 30 years average September sum, a «monthly normal», at two points, 2 km apart, might still vary with more than 1 mm or 2% when the station is moved 1 or 2 km. This shows drastically the imperfection of our present knowledge of rainfall conditions, the only remedy apparently being a system of testfields as outlined above. Since every country and region, however, may have its own peculiar oreigenic and convective effects, even the number of testfields must be considerable.

* * *

A huge stock of rainfall observations has now been collected during the above-mentioned 6 Pluvius campaigns: 300000 station days with 3 observational hours a day, 90-30% of them with rain. The working up of these observations will be pursued both statistically and synoptically in different ways.

NOTES SUR LA VARIATION TEMPORELLE DES PRÉCIPITATIONS

G. TSCHIRHART

RÉSUMÉ

L'exposé ci-dessous comprend deux parties principales.

La première décrit les influences des divers paramètres géographiques et météorologiques sur l'intensité et la durée des précipitations.

La seconde donne la descriptions de quelques formes courantes de la fonction $R = R(t)$, intensité de la précipitation R en fonction du temps t .

SUMMARY

This paper is divided into two principal parts.

The first part describes the influence of the various geographical and meteorological parameters on the intensity and time duration of the rainfalls.

The second part gives a description of some of the usual forms of the function $R = R(t)$, intensity of the rainfall R with respect to time t .

GÉNÉRALITÉS

La variation temporelle des précipitations fait intervenir la notion fondamentale de l'échelle du phénomène. Nous distinguerons trois échelles temporelles principales : saisonnière, synoptique et plus détaillée, de l'averse. A chacune de ces échelles de temps correspond une échelle géographique différente.

L'échelle saisonnière dont l'unité de temps est de l'ordre du mois, est associée à une échelle spatiale dont l'ordre de grandeur est le continent ou une fraction importante de continent (on peut également l'appeler échelle climatique).

L'échelle synoptique, est celle des perturbations atmosphériques classiques. L'ordre de grandeur temporel est de quelques heures et est lié géographiquement à une région climatologiquement homogène dont l'ordre de grandeur est celui d'une province française.

L'échelle inférieure considère la précipitation dans son détail. L'unité de temps est de l'ordre de la minute associée à une échelle géographique très petite (décamètre par exemple).

Se fixer une échelle, c'est s'interdire de considérer les détails relatifs aux échelles inférieures, et les isohyètes comme les hyétogrammes sont des courbes moyennes adoucies en fonction de l'échelle adoptée.

Dans l'exposé ci-dessous nous étudierons le phénomène uniquement à l'échelle synoptique qui correspond le mieux à celle des hydrauliciens (l'unité de temps adoptée varie selon les cas de 3 heures à 24 heures).

1. LES DIFFÉRENTS PARAMÈTRES

1.1. Les paramètres géographiques

1.1.1. Le relief

Son action est fondamentale. Elle peut se résumer par la loi : l'intensité et la durée des précipitations augmentent dans les régions exposées au vent du relief et diminuent dans les régions situées sous le vent.

1.1.1.1. L'augmentation des précipitations au vent du relief

Cette action est multiple, le relief intervenant par une action mécanique et par une action thermodynamique l'une et l'autre favorables aux ascendances de l'air.

L'action mécanique sur les fronts chauds. — Cette action augmente la durée des précipitations de 2 manières distinctes.

a) Le front chaud qui aborde une région montagneuse subit une déformation qui consiste en une augmentation locale de la pente de la surface frontale donc de l'activité du front (voir fig. n° 1).



Fig. 1 — Le front chaud qui aborde le relief a une pente plus forte, ce qui avance le début de la précipitation et en augmente l'intensité.

b) Lorsque le relief est assez important, l'air froid sous-jacent le franchit difficilement et persiste plusieurs heures au vent du relief même après le passage du front, créant ainsi une surface de front chaud locale postérieure au front chaud principal et qui prolonge la durée des pluies (voir fig. n° 2).

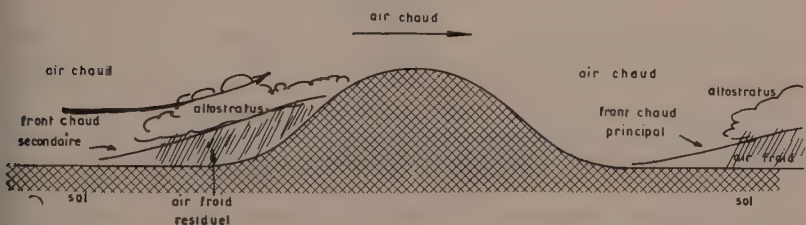


Fig. 2 — L'air froid bloqué au vent du relief se limite sur l'air chaud supérieur selon une surface de front chaud secondaire qui prolonge la durée des précipitations après le passage du front chaud principal.

L'action mécanique sur les fronts froids. — Les pluies préfrontales sont particulièrement importantes lorsque le relief est constitué par une chaîne montagneuse parallèle au front (côtes norvégiennes, Montagnes Rocheuses par régime d'Ouest). Cette activité préfrontale des fronts froids a été depuis longtemps mise en évidence par les météorologistes norvégiens. Les pluies débutent avant l'arrivée du front, et sont particulièrement intenses dans le cas d'air humide convectivement instable (*). La fig. n° 3 explique le phénomène.

(*) Air originellement stable mais qui devient très instable à la suite d'un soulèvement (orographique ou frontal).

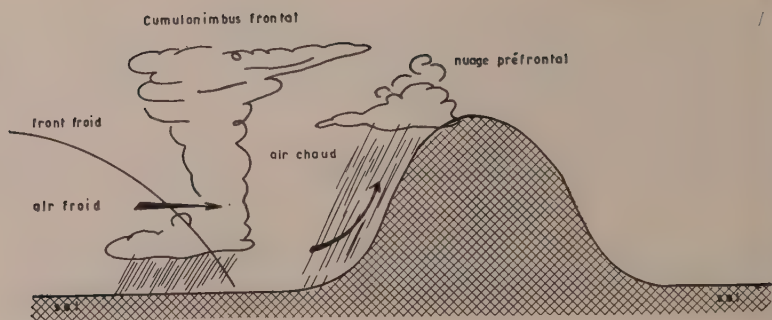


Fig. 3 — L'air chaud antérieur contraint au soulèvement par l'arrivée de l'air froid, peut atteindre son niveau de condensation entraînant la formation de nuages qui peuvent être très développés.

Comme pour les fronts chauds, le relief lorsqu'il est important est un élément retardateur à la progression des fronts froids prolongeant ainsi la durée des précipitations (voir fig. n° 4).

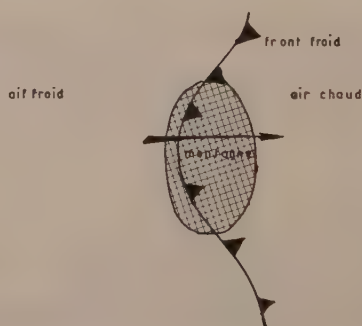


Fig. 4 — Projection horizontale montrant l'action retardatrice du relief sur un front froid.

L'action mécanique sur les masses d'air. — En dehors de toute formation frontale, l'action du relief est très importante sur la transformation des masses d'air puisqu'elle provoque des mouvements ascendants forcés au vent du relief amenant fréquemment l'air à son niveau de condensation.

L'action thermodynamique du relief. — Par suite du rayonnement du sol, la température diurne décroît moins vite avec l'altitude le long du flanc d'une montagne que dans l'atmosphère libre. C'est l'inverse pour la température nocturne. Il en résulte que le gradient thermique vertical est plus instable de jour dans une région montagneuse et plus stable de nuit. L'action de l'altitude sur les averses d'instabilité diurne consiste en une augmentation importante de leur intensité et de leur durée par avancement de l'heure de début. La fig. n° 5 explique le phénomène.

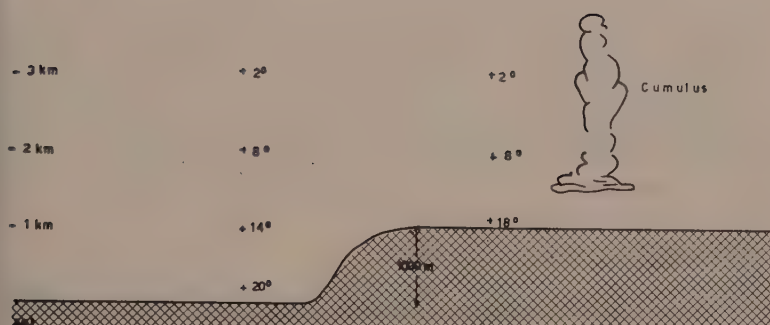


Fig. 5 — Dans la région basse le gradient thermique vertical est de -6° par km : l'air est stable et par suite la cumulification nulle ou peu importante. Sur le plateau la décroissance thermique atteint -10° par km dans les basses couches : l'air est instable et la cumulification active.

1.1.2. La diminution des précipitations sous le vent du relief

Cette action est connue depuis longtemps. On peut la définir comme une loi de compensation : l'excès de précipitation qui se produit en amont du relief par rapport au vent est compensé par le déficit qui se produit en aval. Cette règle n'est cependant pas absolue et comporte de nombreuses exceptions. Remarqué d'abord par les météorologistes suisses ce phénomène est connu sous l'expression d'effet de fœhn, dont nous donnons ci-après la description aérologique : Une masse d'air humide M qui s'élève le long du flanc d'une montagne, atteint en C son niveau de condensation, si une précipitation se produit, l'humidité spécifique de la masse d'air diminue et lorsqu'elle se trouve sur la pente descendante de la montagne son niveau de condensation est plus élevé C' . La base des nuages s'élève sous le vent des montagnes provoquant souvent la dissolution totale du nuage. La masse d'air subit une compression adiabatique et atteint en M' une température plus élevée qu'en M . La perte d'énergie latente due à la précipitation se retrouve sous forme de chaleur. Le schéma de la fig. n° 6 explique le phénomène.

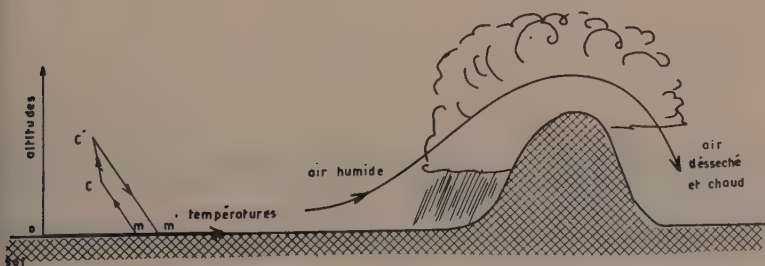


Fig. 6 — Principe de l'effet de fœhn. A gauche est représentée la transformation thermodynamique subie par la masse d'air qui franchit une montagne en précipitant.

1.1.2. La nature du sol (*)

La nature du sol intervient de diverses manières sur la durée des précipitations. Ce problème est très complexe et nous ne citerons que les généralités suivantes.

La température du sol. — Nous résumerons l'action de cet important facteur par la règle : toutes choses égales d'ailleurs, les sols froids contrarient les précipitations (en intensité et durée); les sols chauds les favorisent.

La température du sol se manifeste de deux manières distinctes et dont les effets s'ajoutent : un sol froid fixe l'humidité de l'air et stabilise les couches atmosphériques inférieures s'opposant aux éventuelles précipitations par cette double action; c'est l'inverse pour un sol chaud. En particulier le pouvoir desséchant des sols couverts de neige est bien connu.

L'humidité du sol. — Ce facteur n'intervient que lié à d'autres agents météorologiques : température du sol et en altitude, rayonnement, vitesse du vent. Le problème est complexe, et l'humidité d'un sol ne se manifeste souvent que plusieurs centaines de kilomètres plus loin.

La couleur et la végétation. — Ce sont des agents très importants mais qui sont liés aux facteurs fondamentaux de l'humidité et de la température. Nous retiendrons qu'une végétation abondante, (une forêt par exemple) favorise l'extension des précipitations. La végétation représente en effet un accumulateur thermique à cause de sa couleur et de sa morphologie et également un accumulateur d'humidité (rétention de l'eau sous ses phases solides, liquides, ou gazeuses, évapotranspiration).

1.2. Les paramètres météorologiques

1.2.1. La pression atmosphérique

La pression atmosphérique et ses dérivées spatiales et surtout temporelles sont les paramètres fondamentaux du problème de la variation temporelle des précipitations,

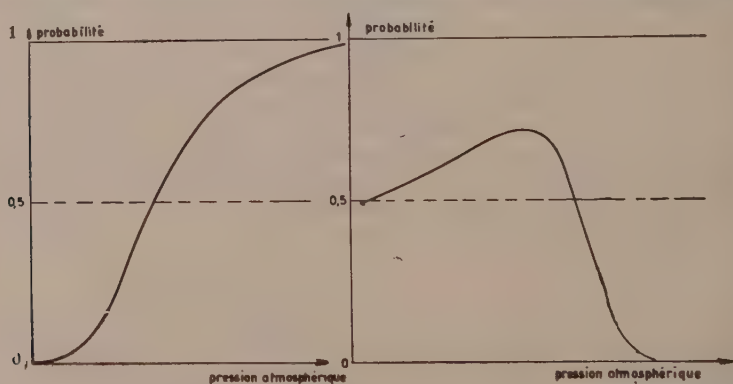


Fig. 7 — La courbe de gauche représente la probabilité (ordonnées) d'obtenir une précipitation nulle pendant les 24 heures suivant l'observation de la pression atmosphérique (abscisses).
— La courbe de droite représente la probabilité d'obtenir une précipitation $\geq X$ millimètres en 24 heures, pendant les 24 heures suivant l'observation de la pression atmosphérique.
— Les valeurs des pressions, qui dépendent du lieu d'observation, ne sont pas indiquées.

(*) En météorologie, on entend par «sol» toute surface liquide, ou solide, limitant la base de l'atmosphère. L'acception est moins restreinte que celle du langage courant.

Sans aller jusqu'à une relation fonctionnelle, la corrélation est très étroite entre l'intensité et la durée de la précipitation d'une part, et les valeurs des paramètres cités ci-dessus d'autre part. Nous verrons en particulier (2) que la forme des hyéto-graphes est étroitement liée à celle des barogrammes. Les courbes de la fig. n° 7 rendent compte de la liaison statistique entre la valeur de la pression et la hauteur d'eau recueillie dans les 24 heures suivantes. Ces courbes sont indépendantes du lieu et de l'époque quant à leur formes générales seules les valeurs diffèrent selon l'altitude, la latitude, la distance à la mer et la saison.

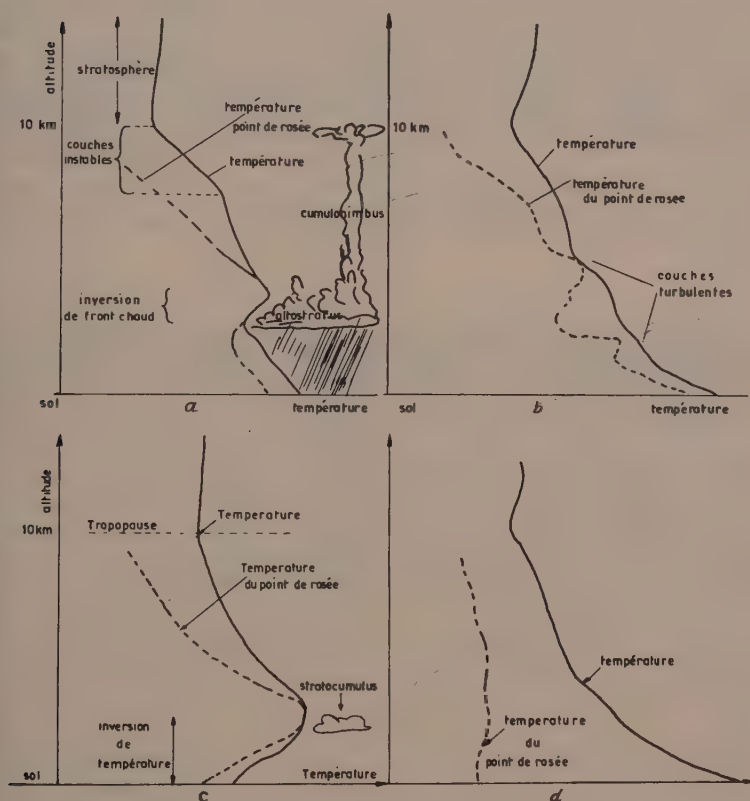


Fig. 8a — Type de sondage de température et d'humidité à l'avant d'un front chaud. La couche instable supérieure favorise le développement, de place en place, de Cumulonimbus avec augmentation des précipitations.
 b — Sondage type de situation pré-orageuse : Forte instabilité des basses couches et nombreuses couches instables à moyenne et haute altitude. La grande variabilité de l'humidité est la conséquence d'une forte turbulence de l'air.
 c — Type de sondage de saison sèche : la stabilité des basses couches interdit la formation des nuages thermoconvectifs, seuls des nuages stratifiés très bas pourront se former ne donnant que des précipitations nulles ou très faibles (bruines).
 d — Type de sondage de ciel clair : malgré la forte instabilité des couches inférieures, aucun nuage n'est susceptible d'exister en raison de la faiblesse de l'humidité.

1.2.2. La température et l'humidité

Ces deux valeurs météorologiques ne peuvent pas être dissociées étant en corrélation étroite. Ce qui importe n'est pas tellement la valeur absolue de ces deux paramètres mais plutôt leur répartition en fonction de l'altitude. Une quantité minimale de vapeur d'eau est nécessaire à l'alimentation des précipitations, qu'elle qu'en soit l'origine mais une forte humidité de l'air n'entraîne pas nécessairement des précipitations. C'est ainsi qu'en Afrique Equatoriale pendant l'hiver austral (juin, juillet, août) aucune précipitation notable n'est observée malgré une très forte humidité des couches inférieures.

La structure thermodynamique verticale de l'air et les précipitations. — Il n'est pas possible de donner de règles absolues, la forme des sondages de température et d'humidité dépendant de la situation synoptique.

Les sondages liés à des précipitations importantes et durables sont de trois types : les sondages de front chaud, les sondages de front froid, et les sondages d'instabilité. D'une manière assez générale, la présence d'une couche instable à haute altitude (gradient thermique inférieur à -1° par 100 mètres favorise les précipitations importantes).

Les sondages liés à des précipitations nulles sont de deux types : les sondages très secs et les sondages très stables. Nous donnons quelques exemples dans les fig. n° 8abcd.

1.2.3. Le vent

Fonction des champs de pression et de température le vent est étroitement lié à la répartition temporelle des précipitations. Les variations de l'intensité de la précipitation sont toujours liées à des variations définies du vent. Nous citerons quelques exemples illustrés par les fig. n° 9a à 9d :

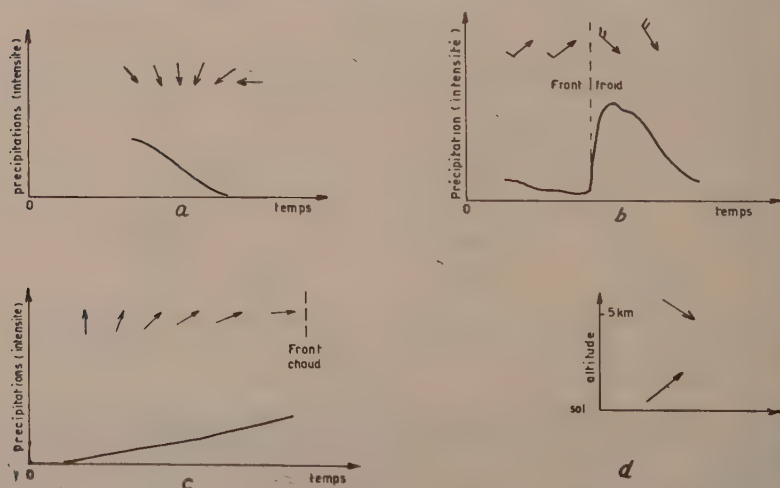


Fig. 9a — Exemple valable pour la France : le vent maritime de N.W. est progressivement remplacé par le vent continental d'Est.
 b — Variation de l'intensité de l'averse au passage d'un front froid ou d'une ligne de grains.
 c — Variation de l'intensité de la pluie à l'approche d'un front chaud.
 d — L'arrivée d'un courant froid de N.W. au-dessus du courant chaud et humide de S.W. est génératrice d'orages violents.

a) Vent tournant progressivement d'une direction d'origine maritime à une origine continentale → précipitations décroissantes.

b) Rotation brusque du vent au passage d'un front froid ou d'une ligne de grains : brusque augmentation de l'intensité de l'averse.

c) Rotation continue du vent à l'arrivée d'un front chaud → précipitations en augmentation continue.

d) La répartition du vent avec l'altitude est également fondamentale, ainsi un vent chaud et humide surmonté d'un vent originaire d'une région froide est lié à des averses orageuses très intenses, souvent accompagnées de grêle.

Un caractère fondamental de la liaison vent-précipitation est la variation de la qualité de cette liaison en fonction du lieu. Nous citerons quelques exemples : dans les régions tempérées australes ou boréales, ce sont les vents de secteurs Ouest qui sont généralement liés à la pluie, ce sont les vents de secteur Est dans les régions équatoriales. En France les vents qui apportent les pluies les plus durables sont d'Ouest sauf pour la cote méditerranéenne où ce sont les vents du Sud-Est.

Enfin le vent est lié non seulement à l'intensité de la précipitation mais également à son caractère (bruine, pluie, neige, grêle).

2. FORME DES HYÉTOGRAMMES

2.1. Généralités

La forme des hyétoigrammes c'est à dire la connaissance de la fonction « précipitation avec le temps » est le problème fondamental de la prévision quantitative des précipitations. La notion d'échelle intervient encore mais nous n'exposerons ici que des faits en rapport avec l'échelle de la météorologie synoptique (prévision à 24 heures ou quelques jours d'échéance).

Si la pression atmosphérique, l'humidité, la température et le vent sont des fonctions généralement continues (*) du temps et de l'espace, la fonction précipitation présente un caractère plus discontinu par rapport à l'une et l'autre de ces deux coordonnées. Par rapport à l'espace, la répartition discontinue des précipitation est bien connue; par rapport au temps il en est de même et l'on observe des précipitations variant en quelques minutes d'une valeur nulle à des intensités de plusieurs millimètres à la minute ou inversement.

R désignant l'intensité de la précipitation, fonction en un lieu donné du temps t , cette quantité variable $R(t)$ dépend d'un ensemble de paramètres intervenant à des degrés divers et dont les principaux sont :

la pression p

la température T

l'humidité U

le vent V

tous ces paramètres étant des fonctions de temps et d'espace.

D'autres paramètres, plus complexes, interviennent également à des degrés divers quoique souvent fondamentaux.

S'il n'est pas possible de définir une fonction de la forme :

$$R(t) = F_{xyzt}(p, T, U, V, \dots \text{etc})$$

(*) La pression atmosphérique est une quantité continue dans le temps et dans l'espace. Les autres valeurs météorologiques (humidité, température, vent) présentent quelquefois — à l'échelle synoptique — des discontinuités au passage des fronts par exemple.

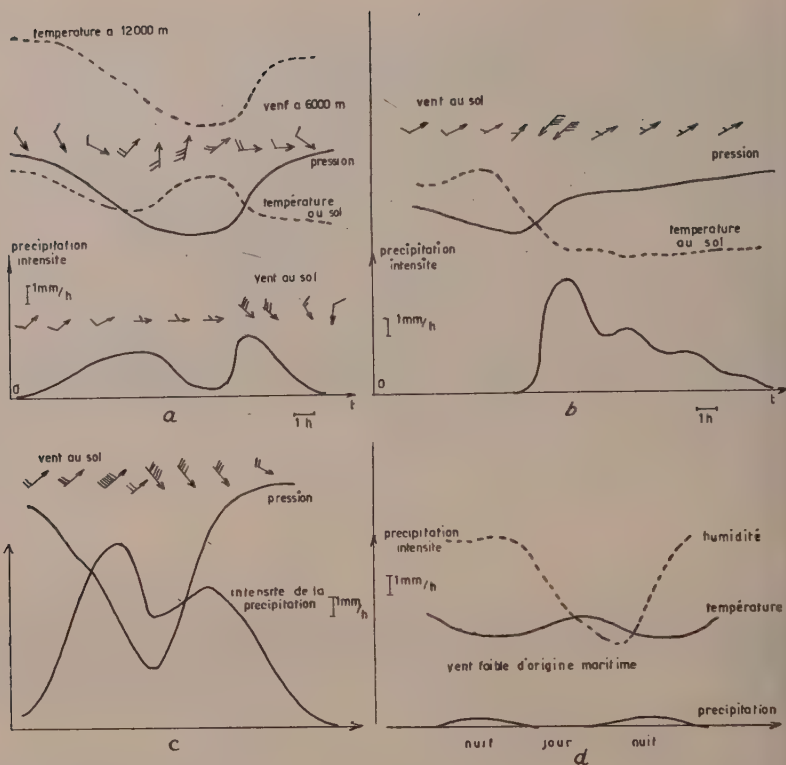


Fig. 10 a — Perturbation d'Ouest des régions tempérées.
 b — Perturbation d'Est (ligne de grains) des régions tropicales.
 c — Cyclone tropical.
 d — Pluies (ou bruine) cotière — stratus — Pression élevée.

il existe cependant des liaisons définies permettant, dans de très nombreux cas, de rattacher la forme de la courbe $R = R(t)$ à la forme des variations des paramètres p, T, U, V, \dots

Les figures 10 décrivent quelques cas classiques par perturbation individuelle. Si d'autre part l'on considère la variation des précipitations, conséquence de la suite chronologique d'un groupe de perturbations, on aboutit alors à la notion d'épisode pluvieux correspondant à un régime météorologique défini et dont la durée est très variable selon le lieu et la saison considérés, de quelques heures à plusieurs jours. L'épisode pluvieux se définit par une courbe moyenne $R = R(t)$ adoucie en prenant la journée (24 heures) pour unité de temps. Les courbes obtenues comparées aux courbes synchrones de variation de pression, température (sol et altitude), vent (sol et altitude) font apparaître un certain nombre de liaisons dont nous décrivons ci-dessous quelques unes.

La fonction $R(t)$ la plus simple est $R(t) = 0$.

En tous points du globe on peut lui associer une relation $p > p_m$; p désignant la pression atmosphérique, p_m une valeur limite inférieure. Pratiquement, il est plus intéressant de considérer une fonction telle que $R(t) < h$, où h désigne une intensité

précipitation, on lui associe alors une relation de la forme $p > p'_m$ ($p'_m < p_m$); et dans de nombreux cas : direction du vent des basses couches comprise dans un angle déterminé; ou encore en certains points du globe (régions tropicales par exemple) : Une relation $T < T_m$ indiquant que la température d'une journée est terminée supérieurement par une valeur T_m .

Les relations ci-dessus sont exclusives, une seule suffisant à assurer $R = 0$ ou $R < h$ pendant un temps déterminé (24 heures en principe).

Exemple : En France sur le Nord du Massif Central la relation $p > 1035$ millibars (pression réduite au niveau de la mer) entraîne $R = 0$ pendant au moins 24 heures, de même, la relation $p > 1025$ millibars entraîne pendant les 24 heures suivantes $R < 30$ mm/24 heures.

A Brazzaville la relation $T < 25$ °C (T température maximale) entraîne $R = 0$ pendant 24 heures au moins.

Dans de nombreux points (pas dans les régions tropicales ou méditerranéennes) le vent compris entre NE et SE entraîne $R = 0$ pendant un temps assez long (de l'ordre de 24 h).

La relation peut prendre une forme probabiliste Exemple (Nord du Massif Central français) :

avec $p > 1030$ millibars on a pendant les 24 heures suivantes :

Prob. $R < 0,1$ mm = 0,85

Prob. $R < 10$ mm = 0,98

Prob. $R < 20$ mm > 0,99

Des relations également très simples sont celles de la forme $R \cong R_0 = \text{cte}$ ou $R > R_m$.

La première est en tous points du globe, caractérisée par la valeur relativement faible de R_0 qui pour la France reste inférieure à 5 mm/24 heures. Nous en donnons un exemple dans la fig. n° 9a.

La seconde, où R_m représente une valeur limite inférieure conduit à des relations simples ou de probabilités. Nous donnons ci-dessous quelques exemples étudiés sur le Nord du Massif Central :

Pour $p < 993$ mb entraîne $R > 0$ au cours des 24 heures suivantes. La probabilité d'obtenir $R > 30$ mm pendant les 24 heures suivant l'observation de la pression p , est nulle pour $p > 1025$ mb ou $p < 1000$ mb, elle est maximale et vaut 0,05 avec : $993 \text{ mb} < p < 1010 \text{ mb}$.

Nous pourrions donner des exemples analogues en prenant la température, l'humidité ou le vent comme paramètres.

Sans être défini par une relation fonctionnelle, la fonction $R = R(t)$ présente souvent des caractères singuliers particulièrement intéressants pour la résolution du problème de la prévision quantitative des précipitations. Nous citerons quelques exemples de ces caractères illustrés par les fig. n° 11 et relatifs au Nord du Massif Central.

— 11a, déjà cité ci-dessus.

— 11b, épisodes pluvieux avec axe de symétrie. Ce cas dont l'intérêt est évident, est fréquent et se rattache à des régimes météorologiques très variés.

Ces axes de symétrie peuvent s'expliquer synoptiquement. Pour ne citer qu'un exemple : un épisode pluvieux dérive très souvent d'un groupe de perturbations, dont les premières séparées des dernières par une phase anticyclonique sont cependant maintenues de la même manière. Il faut noter que les axes de symétrie ne coïncident pas nécessairement avec des symétries des autres paramètres météorologiques. Mais ils se placent très souvent dans les zones d'extremum de ces paramètres, (en particulier pour la pression).

— 11c, épisodes pluvieux à croissance linéaire. Ce cas se rattache souvent sur l'Europe occidentale à certains types de régimes d'Ouest. Il faut lui faire correspondre

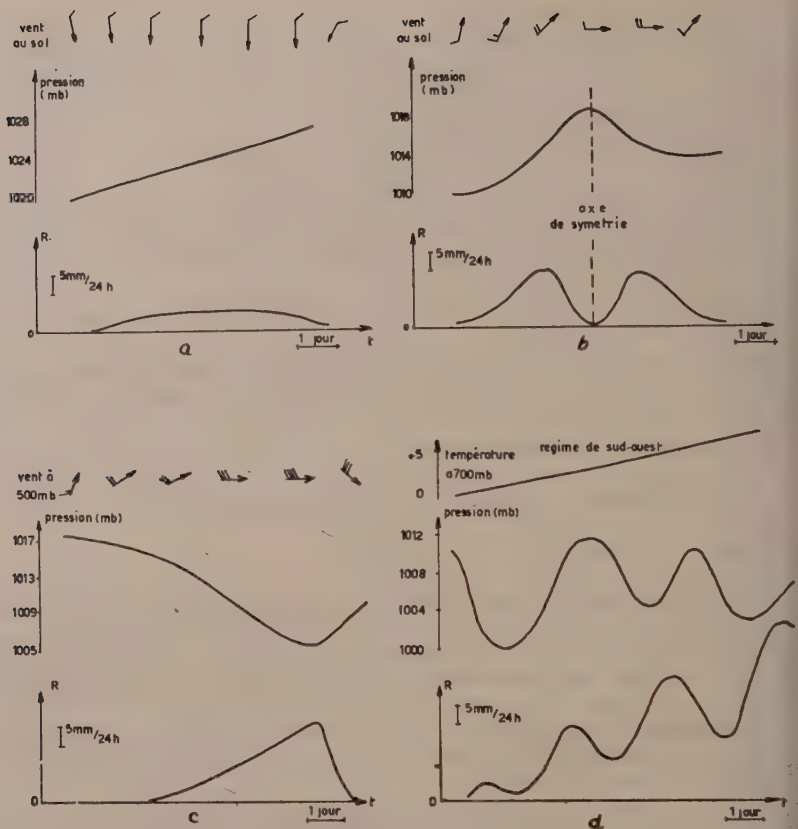


Fig. 11a — Perturbation pluvieuse à l'intensité constante : régime de Nord avec pression relativement élevée en hausse lente.
b — Perturbation pluvieuse avec axe de symétrie. On remarquera que les 2 paramètres représentés (pression et vent) n'ont pas de symétrie. Mais l'axe de symétrie de la fonction R est synchrone de l'extremum de la fonction $p = p(t)$.
c — Perturbation à croissance linéaire. La pression décroît régulièrement. Les isohyètes en altitude présentent une très grande régularité (faible indice de circulation).
d — Perturbation à croissances alternées. Fortes oscillations de la pression autour d'une valeur centrale hausse progressive des températures d'altitudes (arrivée d'air tropical) troposphérique. Ces perturbations sont responsables des pluies fortes et durables.

les épisodes pluvieux à décroissance linéaire qui dérivent plutôt des régimes Nord-Ouest.

— 11d épisodes pluvieux à croissances alternées. Ce sont les régimes de Sud-Ouest qui sont sur l'Europe occidentale le plus souvent responsables de ce type très courant. Il faut leur faire correspondre leurs homologues : épisodes pluvieux à décroissances alternées.

CONCLUSIONS

Le cadre restreint de cet exposé ne permettait pas d'épuiser l'important et très complexe problème de la variation temporelle des précipitations. Ce problème qui est fondamental pour la prévision quantitative des précipitations est encore loin d'être résolu actuellement. Cette technique présente, en effet une double difficulté

1) Rattacher la fonction $R = R(t)$ aux divers autres paramètres météorologiques. La relation qui théoriquement est fonctionnelle, est le plus souvent, sur le plan pratique simplement d'ordre statistique, de nombreux facteurs internes ou externes à la masse d'air, intervenant d'une manière aléatoire.

2) Définir les fonctions $X = X(t)$, X désignant un quelconque paramètre météorologique. Ce problème est celui de la prévision classique des champs isobarique thermique.

Cependant les résultats obtenus sont encourageants et permettent d'espérer un progrès constant aboutissant à une méthode rationnelle et objective de la prévision quantitative.

G. TSCHIRHART

(France)

30 Avril 1960

THE CUBE-ROOT-NORMAL DISTRIBUTION APPLIED TO CANADIAN MONTHLY RAINFALL TOTALS

G.R. KENDALL *

Meteorologist—Meteorological Service of Canada—Toronto

SUMMARY

The distribution of monthly rainfall totals is discussed with reference to the work of Barger and Thom, and Stidd.

The hypothesis that the cube roots of the monthly amounts are normally distributed is tested for ten Canadian stations in the months of June, July and August. Calculating the ratio of mean deviation to standard deviation and the third moment ratio. It is concluded that, except for two cases, the data are well fitted by the normal distribution.

The exceptions are examined and found to be due in each case to the presence of one extremely low value, the lowest in the entire record, as well as in the thirty year period 1921 to 1950, from which the data were taken.

Values of the 50 %, 10 % and 2 % values are calculated and an example of the calculation given. A special cube-root-normal graph paper is illustrated.

Finally, the confidence limits of rainfall estimates are discussed following Cramér and Kaczmarek.

RÉSUMÉ

La distribution totale de la pluie tombée mensuellement est discutée en référence aux travaux de Barger et Thom et Stidd.

L'hypothèse que les racines cubiques de la somme mensuelle sont distribuées normalement a été examinée pour dix stations Canadiennes pendant les mois de Juin, Juillet et Août. On en a conclu qu'à l'exception de deux cas, les observations correspondent bien à la distribution normale.

Les exceptions ont été examinées et trouvées dues à la présence d'une valeur extrêmement basse, la plus basse mentionnée dans tous les dossiers autant que dans la période de trente ans, des années 21 à 50 dont les résultats ont été pris.

Les valeurs de 50 %, 10 % et 2 % ont été calculées sur un exemple de calcul donné. Un papier graphique spécial pour la distribution racine cubique normale est présenté.

Finalement la limite de confiance de l'estimation des pluies est discutée suivant Cramér et Kaczmarek.

1. INTRODUCTION

At the First Canadian Hydrology Conference the question of assessing probabilities of low rainfall totals for the periods of a month or season was raised. This of course is fundamental for drought evaluation, whatever type of drought a rainfall threshold is under consideration. In the following paper this problem is discussed from the statistical point of view. Examination of the literature on drought reveals that the point at which a rainfall deficiency becomes a drought depends upon the use to be made of the water resource. Thus not only do agriculturists and hydrologists have different ideas about what constitutes drought, but various groups of experts of these also differ. It seemed most useful therefore to consider the question of rainfall probability in a general way, so that the user could apply it to his own problem in his own way.

(*) Published with the approval of the Director, Meteorological Branch.

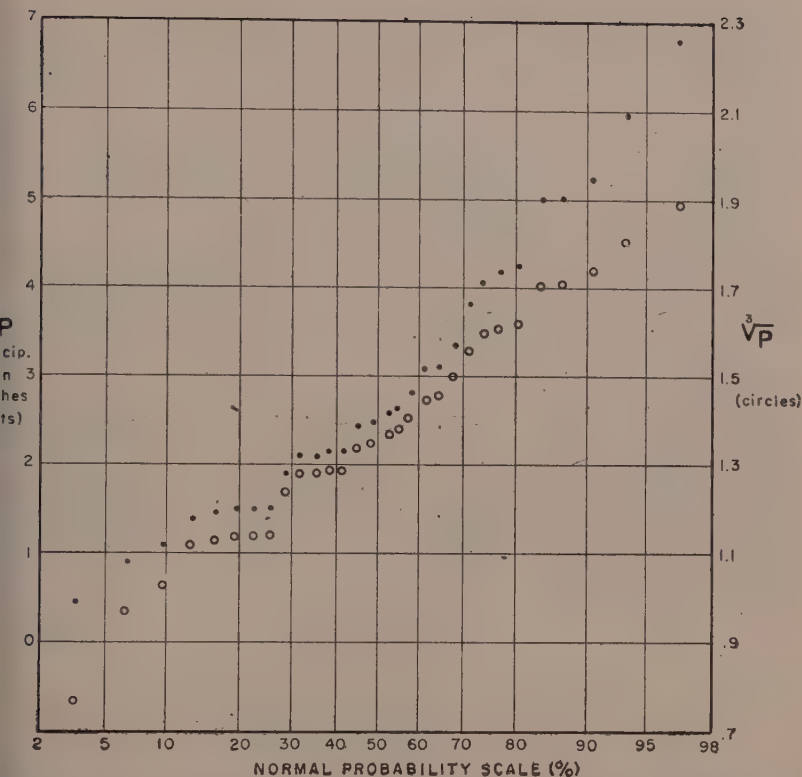


Fig. 1 — July precipitation totals for Edmonton 1921 to 1950 and their cube roots plotted on normal probability paper for comparison.

To this end we consider monthly rainfall totals for a representative group of Canadian stations, using data from the thirty-year period 1921 to 1950. We have restricted ourselves to the three months of June, July, and August in order to avoid complications with snowfall but the methods used are general and can easily be extended to other months.

TESTS FOR RANDOM ORDER

The ordinary methods of statistical analysis apply to random samples. Consequently, before applying these methods we must test to see whether any type of natural order is present in our data.

Space does not permit discussion of this problem here but reference may be made to a paper by Lenhard and Baum⁽⁷⁾. In this paper we have assumed that a series of rainfall totals for a given month in successive years may be treated as a random sample.

3. DISTRIBUTION OF MONTHLY PRECIPITATION TOTALS

Precipitation totals for a given period have a skew distribution, the skewness being greater for a short period, and less for a long period. Thus if we consider the amount recorded on a certain calendar day we find, at least at Canadian stations, that the amount most frequently recorded is zero and that the distribution is J-shaped. On the other hand annual precipitation tends to be distributed almost normally. As might be expected the distribution of monthly precipitation is intermediate between these, showing a moderate amount of skewness.

Barger and Thom (1), have shown that precipitation data are fitted by the incomplete gamma distribution. However, in practice this distribution requires too much calculation to be used generally. This is true, even if advantage is taken of the simplified method of estimating the parameters which Thom has developed.

A simpler method has been proposed by C. K. Stidd (9), who found that for a wide range of periods and localities rainfall series could be normalized by a cube root transformation.

Figure 1, shows precipitation values for Edmonton in July on normal probability paper, along with the cube roots. The latter is easily seen to lie much closer to a straight line than the former.

The application of this idea to monthly rainfall totals for Canadian stations is tested in the following paragraphs.

The most sensitive statistics for testing whether or not a statistical population follows the Gaussian normal distribution are:

$$a = \frac{\text{Mean deviation}}{\text{standard deviation}}$$

$$\sqrt{b_1} = \frac{\text{third moment about the mean}}{(\text{standard deviation})^3}$$

These tests are described and tables given in *Biometrika Tables for Statisticians* (8).

To test Stidd's hypothesis these statistics were calculated from monthly rainfall totals for ten Canadian cities for the thirty-year period 1921 to 1950. To avoid difficulties with snow, analysis was restricted to the three summer months of June, July and August.

To assess the significance of these results we note from the tables (8), that for 80% of samples of 30 from a normal population the value of a will be between .75 and .852 (the 10% and 90% values). In our results 5 are below these limits, one is on the lower limit, and 4 are above. The 1% and 99% values are .702 and .884 and all our values are within these limits. Thus the values of a are consistent with the hypothesis that these distributions are Gaussian.

For samples drawn from a normal population the mean value of $\sqrt{b_1}$, the third moment ratio, is zero and, for a sample of 30, the 5% limits are $\pm .661$, and the 1% limit $\pm .982$ (single tail test).

Only 3 values in the table lie outside the 5% limits, and one of these lies between 1% and 5% points. The other two—Edmonton in August, and Toronto for June—are considerably beyond the 1% values. In each case these are due to a very low rainfall in one year. Thus, Edmonton experienced a total of only .03 in August 1939—deviation of the order of four standard deviations from the mean. Examination of the records shows that this is the lowest monthly total in a summer month in record going back to 1881. The next lowest is .31 recorded in August 1885, and the next lowest is .45 in June 1941. If we reject the 1939 value the third moment ratio of the remainder becomes $-.41$, which is well within the 5% limits.

The large ratio at Toronto is also the effect of a single small value, .06 reported June 1949. This is much below the next lowest June value, which was .57 in 1864, though there was a summer month with less—August 1876, when only a trace as reported.

TABLE I

*Values of Geary's ratio and the third moment ratio for cube roots
monthly precipitation (1921-1950 data)*

Station	June	a July	Aug.	June	$\sqrt[3]{b_1}$ July	Aug.
Lawson, Y.T.	.755	.853	.749	— .892	.189	— .371
Edmonton, Alta	.813	.744	.744	— .063	.661	— 1.387
Halifax, N.S.	.782	.862	.813	.669	.328	— .217
Wapuskasing, Ont.	.827	.840	.759	.193	— .088	.234
Regina, Sask.	.834	.726	.840	.202	— .012	— .484
St. John's, Nfld.	.840	.771	.808	.446	.381	.145
Terbrooke, Que.	.813	.862	.827	.698	.541	— .351
Toronto, Ont.	.744	.782	.776	— 1.561	— .304	.502
Vancouver, B.C.	.800	.827	.800	.098	— .010	— .455
Winnipeg, Man.	.807	.858	.827	— .214	.024	.179

(*) 24 years data.

The interpretation of these results is a matter of judgement. It seems justifiable to assume that our hypothesis of normality is not disproved by the occurrence of these two values, since we have seen that they are each due to the occurrence of a single outlier in the sample.

On the other hand in using this analysis, the occurrence of these occasional very small values should be kept in mind. With this reservation, therefore, we may conclude that the cube roots of monthly rainfall amounts in summer are close enough to a normal distribution to justify analysing them on that basis. At any rate this is a closer approximation than using the normal distribution on the actual values. It is also closer than either the logarithmic or a square root transformation, although space does not permit a detailed comparison here. On the other hand it is more convenient in use than the incomplete gamma function, which, because of the extra parameter controlling the skewness, permits a better fit to the observations.

CALCULATION OF PROBABILITIES

To derive probabilities from monthly rainfall data using the cube-root-normal method we first find the cube roots of the monthly rainfall totals, and then deal with these as a sample from a normal distribution. The most efficient estimates of population mean and variance are known to be the sample mean, and $n/n-1$ times the sample mean square deviation from the sample mean (see, for instance Fisher (4)). Table 2, gives the transformed data for July at Winnipeg.

TABLE 2

Winnipeg July Rainfall p = rainfall in inches; x = cube root of p .

Year	p	x	Year	p	x	Year	p	x
1921	3.71	1.55	1931	3.21	1.48	1941	2.54	1.36
1922	4.95	1.70	1932	2.46	1.35	1942	6.46	1.86
1923	3.55	1.53	1933	1.61	1.17	1943	3.46	1.51
1924	2.99	1.44	1934	1.77	1.21	1944	1.58	1.16
1925	0.61	0.85	1935	1.92	1.24	1945	2.67	1.39
1926	2.01	1.26	1936	1.87	1.23	1946	1.51	1.15
1927	1.14	1.04	1937	2.83	1.41	1947	2.94	1.43
1928	4.44	1.64	1938	4.08	1.60	1948	4.06	1.60
1929	1.10	1.03	1939	1.42	1.12	1949	2.29	1.32
1930	4.42	1.64	1940	1.16	1.05	1950	2.05	1.27

Sample mean $x = 1.353$, standard deviation = .233

To derive the amounts with a certain probability of occurrence we make use of the normal probability scale, of which Table 3, gives a short selection of values:

TABLE 3

z deviation from the mean in units of the std. deviation	Chance that a standard normal variate will be less than $-z$	
0	.50	1 in 2
.6745	.25	1 in 4
1.2816	.10	1 in 10
1.6449	.05	1 in 20
2.0537	.02	1 in 50
2.3263	.01	1 in 100

Because the normal distribution is symmetrical the right hand column might of course, equally well have been labelled «chance that a normal variate will be greater than z ».

As an example let us calculate the July rainfall which will be exceeded 9 times out of 10 at Winnipeg. We note from Table 2, that the mean x is 1.353 and its standard deviation is .233 where x is the cube root of the precipitation. From Table 3, the appropriate value of z is 1.28 whence the required x value is given by:

$$x_{10} = 1.353 - 1.282 (.233) = 1.055$$

This is the cube root of the precipitation which is thus x_{10}^3 or 1.17 inches.

Table 4 shows the values of the mean and standard deviation of x , the cube root of the monthly precipitation in inches, for 10 places across Canada for each of the three summer months June, July and August. By the use of this table, and

e values of Table 3, or any table of the standard normal probability distribution, the monthly precipitation total corresponding to any required probability may be calculated:

TABLE 4

Estimated values of mean and standard deviation of cube roots of monthly precipitation in inches based on data for years 1921 to 1950

Station	June		July		August	
	mean	s. d.	mean	s. d.	mean	s. d.
Lawson, Y.T.	1.046	.182	1.166	.198	1.171	.248
Edmonton, Alta.	1.378	.266	1.438	.196	1.264	.278
Halifax, N.S.	1.583	.275	1.490	.264	1.522	.343
Thunder Bay, Ont.	1.363	.233	1.474	.221	1.429	.244
Regina, Sask.	1.446	.233	1.235	.265	1.151	.263
John's, Nfld.	1.426	.235	1.433	.221	1.546	.247
Terrebonne, Que.	1.547	.243	1.547	.193	1.457	.212
Toronto, Ont.	1.349	.261	1.445	.228	1.295	.241
Vancouver, B.C.	1.207	.325	1.020	.320	1.115	.282
Winnipeg, Man.	1.354	.210	1.353	.233	1.309	.272

Table 5, shows for the ten places of the previous table values of the 2, 10 and 50 per cent points, i.e. values such that the monthly total in a year taken at random will be less than this only in the stated percentage of cases.

TABLE 5

2, 10, and 50 percent points of monthly precipitation totals (inches) for months and places given

Station	June			July			August		
	2%	10%	50%	2%	10%	50%	2%	10%	50%
Lawson	0.42	0.54	1.14	0.60	0.76	1.59	0.45	0.62	1.61
Edmonton	0.84	1.12	2.62	1.39	1.67	2.97	0.53	0.75	2.02
Halifax	1.45	1.87	3.97	1.18	1.53	3.31	0.88	1.27	3.53
Thunder Bay	0.94	1.21	2.53	1.37	1.69	3.20	1.09	1.39	2.92
Regina	1.21	1.51	3.02	0.51	0.72	1.88	0.37	0.54	1.52
John's	1.13	1.42	2.90	1.22	1.52	2.91	1.49	1.86	3.70
Terrebonne	1.51	1.89	3.70	1.86	2.20	3.70	1.36	1.67	3.09
Toronto	0.78	1.05	2.55	1.23	1.53	3.02	0.73	0.96	2.17
Vancouver	0.50	0.31	1.76	0.12	0.23	1.06	0.28	0.43	1.39
Winnipeg	1.03	1.28	2.48	0.91	1.17	2.48	0.64	0.89	2.24

The columns headed 50% give, of course, the median values. Comparison of these values with the arithmetic mean as given in CIR.-3208 «Temperature and Precipitation Normals for Canadian Weather Stations (2)», shows that the median is always less than the arithmetic mean and is approximately 90 per cent of it in the cases studied.

According to the well known rule for moderately skewed distributions (6):

$$\text{mean} - \text{mode} = 3 (\text{mean} - \text{median})$$

so that the mode is to the left of the mean, indicating positive skewness. Pearson's used as a measure of skewness:

$$sk = \frac{\text{mean} - \text{mode}}{\sigma} = \frac{3(\text{mean} - \text{median})}{\sigma}$$

Filling in average values gives a coefficient of skewness of about 1.5. Table 6 shows the values of the mean used in the comparison.

TABLE 6

Normal values of monthly precipitation based on data 1921-1950

Station	June	July	Aug.	Station	June	July	Aug.
Dawson	1.24	1.72	1.81	St. John's	3.13	3.14	3.97
Edmonton	2.97	3.11	2.27	Sherbrooke	4.05	3.87	3.27
Halifax	4.32	3.62	4.06	Toronto	2.70	3.23	2.39
Kapuskasing	2.79	3.32	3.17	Vancouver	2.13	1.36	1.63
Regina	3.24	2.13	1.74	Winnipeg	2.64	2.72	2.49

The 10% values give the one in 10 year drought, while the 2% values correspond to the one in 50 year drought.

5. CUBE ROOT NORMAL PROBABILITY PAPER

The most efficient way of fitting a normal distribution to the cube roots of monthly rainfall series is the one outlined above. However, for many purposes a quicker, more approximate procedure is justified. To meet this need a special graph paper has been prepared, the abscissa of which is on the normal probability scale while the ordinate is on a cube root scale. Figure 3 gives a sample of this paper.

To illustrate the use of this paper the data for plotting Halifax rainfall for August are given in Table 7. The graph in figure 3 has been purposely left blank so that readers may have an unmarked copy. Full size samples may be obtained from the author.

Climatology Division - Meteorological Branch - Department of Transport

Cube Root Normal Probability Paper

Station _____ Period of Record _____

Element _____ Analysed by _____ Date _____

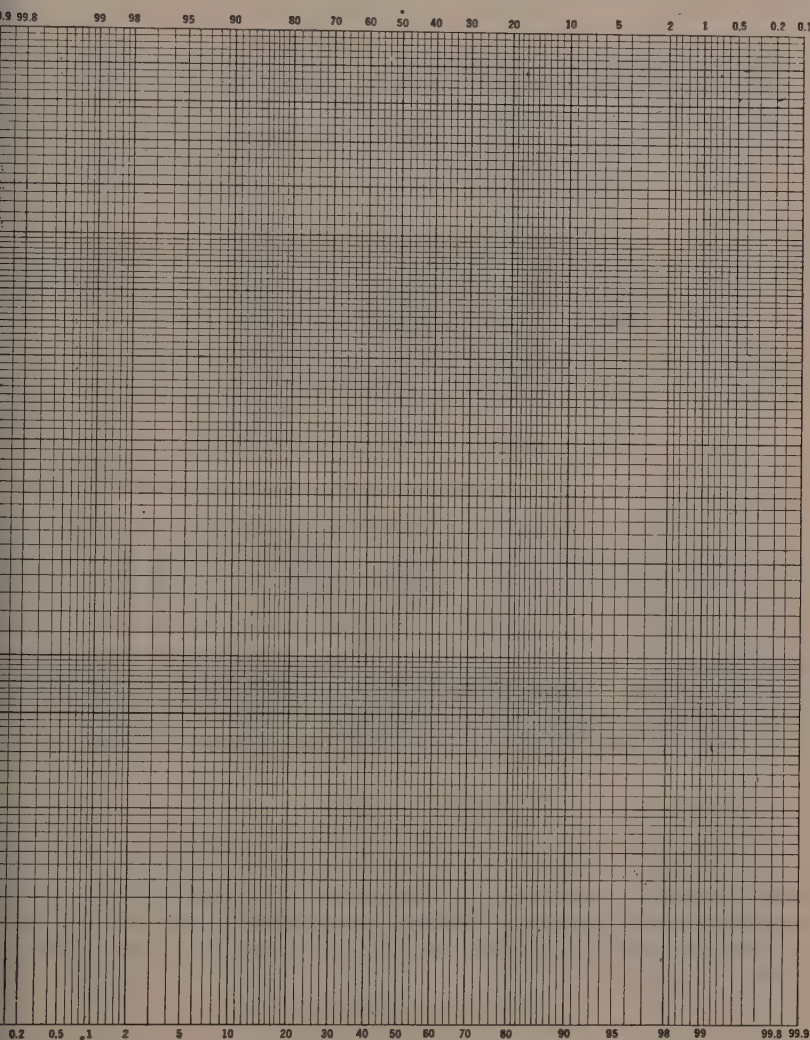


Fig. 2 — Cube-root-normal Probability Paper.

TABLE 7

Plotting Halifax August rainfall—1921-195

Rank m	Rainfall <i>p</i>	100 m/31	<i>P</i>	Rank m	Rainfall <i>p</i>	100 m/31	<i>P</i>
1	0.58	3.22	2.07	16	3.87	51.7	51.6
2	0.85	6.44	5.26	17	3.97	54.8	54.8
3	0.89	9.67	8.69	18	3.99	58.1	58.3
4	0.97	12.9	11.9	19	4.12	61.3	61.4
5	1.16	16.12	15.2	20	4.60	64.5	64.8
6	1.65	19.4	18.7	21	4.90	67.7	68.1
7	2.13	22.6	21.8	22	5.66	71.0	71.6
8	2.25	25.8	25.1	23	5.78	74.2	74.9
9	2.51	29.0	28.4	24	6.39	77.4	78.2
10	2.82	32.3	31.9	25	6.47	80.6	81.3
11	2.82	35.5	35.2	26	6.89	83.9	84.9
12	2.86	38.7	38.6	27	7.30	87.1	88.1
13	3.58	41.9	41.7	28	7.57	90.33	91.31
14	3.64	45.2	45.2	29	8.26	93.56	94.74
15	3.64	48.3	48.4	30	9.16	96.78	97.93

As Table 6 shows the values are first ranked in ascending order. The m^{th} value is then plotted with a probability of $m/m + 1$ where n is the number in the sample. Since the cube roots are normally distributed we might, with slightly greater accuracy, use as plotting positions the mean positions of ranked normal deviates in a sample of n . These are given in the Biometrika Tables and are shown in Table 7 in the column headed P . Where the same sample size is used for a large number of analyses these are probably just as convenient as the plotting positions used here. On the other hand graphical procedures are at best of limited accuracy and the advantages of using refinements such as this are probably more theoretical than practical.

6. CONFIDENCE INTERVALS

In using the results of the processes of estimation outlined previously, it is necessary to have some idea of their precision. If we think of the estimation of a precipitation value which has probability p of not being exceeded, we note that our estimation yields directly the cube root of this value say x_p . In terms of the sample values we have:

$$x_p = \bar{x} - As$$

where \bar{x} is the sample mean, A is a constant depending only on the probability level and is in fact the same thing as z in Table 3, s is an estimate of the population standard deviation

$$s = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

where the x_i are the sample values and n is the number in the sample. The exact sampling distribution for x_p could, no doubt, be worked out, but it seems to depend on non-central t .

An easier approach is to make use of the fact that x_p is a function of sample moments whose distribution can be shown to approach normal for large n . The same idea has been employed by Kaczmarck⁽⁵⁾, in analysing flood data. The development of the underlying theorems may be found in Cramer⁽³⁾, here we require only the result.

If H is a function of the first two moments of a random sample of n variates, and H_0, H_1, H_2 , the values assumed by H and its first order partial derivatives with respect to m_1 and m_2 respectively, when m_1 and m_2 have the values of corresponding population moments μ_1 and μ_2 then the distribution of H approaches normal as n increases. The parameters of this distribution are given by:

$$E(H) = H_0 + \text{terms of order } \frac{1}{n} \text{ at most} \quad (\text{ii } a)$$

$$\text{Var } H = \mu_2(m_1)H_1^2 + \mu_2(m_2)H_2^2 + \mu_{11}(m_1, m_2)H_1 \cdot H_2$$

In our case $H = m_1 - A\sqrt{m_2}$ and the samples are drawn from a normal population with mean m and standard deviation σ . From this we can readily calculate:

$$\left. \begin{aligned} \mu_2(m_1) &= \sigma^2/n \quad \mu_2(m_2) = 2\sigma^4/n \quad \mu_{11} = 0 \\ H_0 &= m - A\sigma; \quad H_1 = 1; \quad H_2 = A/2\sigma \end{aligned} \right\} \quad (\text{iv})$$

Substituting these values in (iii):

$$\left. \begin{aligned} E(H) &= m - A\sigma \\ \text{Var } H &= \frac{\sigma^2}{n} \left(1 + \frac{A^2}{2} \right) \end{aligned} \right\} \quad (\text{v})$$

Since the population mean and standard deviation are unknown we substitute for maximum likelihood estimates \bar{x} and s to get the estimate:

$$\sigma H = \frac{s}{\sqrt{n}} \left(1 + \frac{A^2}{2} \right)^{\frac{1}{2}}$$

where s is as given in (ii).

From this result we can assert with 95% confidence that the true value of x_p lies in the interval.

$$(x_p - 1.96 \sigma H, x_p + 1.96 \sigma H)$$

Any other confidence level can be found by varying 1.96 to suit. Actually our confidence is not exactly at the 95% level since the distribution of x_p is only asymptotically normal. In practice, however, the exact level of confidence is a more or less arbitrary choice, and an approximation suffices.

A few values of the function of A which appears in are given below:

TABLE 8

p	$(1 + A^2/2)^{\frac{1}{2}}$	p	$(1 + A^2/2)^{\frac{1}{2}}$
.50	1.000	.10	1.349
.33	1.047	.05	1.534
.25	1.108	.02	1.763
.20	1.163	.01	1.925

As an example of the use of this theory we note that for Regina in June the mean of x is 1.446, s is .233. The 10 per cent value is then given by:

$$1.446 - 1.285 (.233) = 1.148$$

The 95% confidence limits, on either side of the mean:

$$\pm 1.96 \times \sigma H = 1.96 \times \frac{1.349}{5.477} \times .233 = .116$$

The limits of x_p are thus 1.032 and 1.264, corresponding to actual rainfall totals of 1.10 and 2.02 inches. The range between these limits may seem surprisingly large but this reflects the variable nature of the data rather than any defect in the method of estimation.

REFERENCES

- (1) BARGER, G. L. and THOM, H. C. S. The evaluation of drought hazard, *J. Agronomy* 41: pp. 519-526; 1949.
- (2) CANADA METEOROLOGICAL BRANCH. Temperatures and Precipitation Normals for Canadian Weather Stations based on the period 1921-1950. Dept. of Transport Met. Br., Climatology Div., CIR.-3208, CLI 19, June 3, 1959, 33 p.
- (3) CRAMER, H. Mathematical Methods of Statistics. Princeton University Press, 1946.
- (4) FRASER, D. A. S. Statistics, an introduction— p. 226, 1958, John Wiley and Sons, New York, 1958.
- (5) KACZMAREK, Z. Efficiency of the estimation of floods with a given return period. Inter. Assoc. of Sci. Hydr. publication No. 45. General Assembly of Toronto Vol. III: 144-159, 1957.
- (6) KENDALL, M. G. The advanced Theory of Statistics, Vol. I: p. 35, 81: Griffin, 1958.
- (7) LEONARD, R. W. and BAUM, W. A. Some considerations of Normal Monte Carlo Temperatures, *Jour. Amer. Met. Soc.*, 11: 5: pp. 392-398, 1954.
- (8) PEARSON, E. S. and HARTLEY, H. O. (editors) Biometrika Tables for Statisticians. Vol. I: Cambridge University Press, Cambridge 1956.
- (9) STIDD, C. K. Cube-Root-Normal Precipitation Distributions. *Trans. Amer. Geophys. U.* 34: 1: pp. 31-35, Feb. 1953.

A COMPARISON BETWEEN THE PRECIPITATIONS MEASURED DURING THE SAME PERIOD AT THE «ASTRONOMICO» AND «MAGRINI» OBSERVATOIRES OF PADUA

Prof. Ing. EGIDIO INDRI

SUMÉ

On examine les données mensuelles de précipitations qui ont été relevées au cours de la période 1920-1956 dans les deux Observatoires météorologiques existant à Padoue. Les deux observatoires en question sont situés à une distance de 750 m environ en l'air, ils sont doués d'instruments de type différent placés à différentes hauteurs dans des conditions ambiantes différentes.

On détermine les rapports existant entre les deux séries d'observations, on analyse les caractéristiques, on tâche enfin de repérer les causes qui sont pensées produire les différences remarquées, de manière à pouvoir en tirer des considérations d'ordre général sur les conditions qui président à l'installation des appareils destinés à recueillir les données mêmes et à les mesurer.

The pluviometric observations made at the Astronomical Observatory of Padua form the longest known series, dating back from 1725 without gaps. The series provides a precious source of information on weather conditions in this region over a period of several centuries. Since 1920 another measuring station has been operating at the Magrini Observatory of the «Magistrato alle Acque». The rain gauges of the two are different in their type and position from the one installed at the Astronomical Observatory. The data collected at the two observatories are quite reliable for the accuracy of the method used and the efficiency of the instruments, so that a comparison between the two sets of observations may be of some interest for the purpose of covering the possible influence of the surroundings on the measurements.

The Magrini Observatory is situated in an area on the outskirts of the city of Padua, where the houses are not high and are sufficiently far from the site of the Observatory.

A rain gauge of the U.I.M.A. type is used here, which has a catching area of 0.25 square metres and it is situated at 1.20 metres from the ground. A «Palazzo» pluviograph was at first placed in the right hand corner of the upper terrace of the building, 11.30 metres from the ground. It was then moved to the middle of the terrace below, to replace another pluviograph of type M. At present the rim of the funnel of the pluviograph is 0.50 metres from the level of the terrace, 8.50 metres from ground level, and is lower than the balustrade which surrounds the terrace on three sides; the fourth side of the terrace facing north-west is sheltered by a 2.30 metres wall, 4.00 metres from the pluviograph.

The 3.00 metres long pipe runs almost vertically down into the room below where the rain gauge stands. Both the rain gauge on the ground and the pluviograph on the terrace have an entirely free space round them and, according to Prof. Crestani, they are installed in excellent conditions as to be sheltered from the wind, since the rain in Padua is generally light when the weather is windy and a rainfall with intensity of over 10 km an hour is rare. The pluviograph is on the shadow of the balustrade and of the wall; the rain gauge of hedges and plantations. The measurements recorded during the same intervals by the two instruments have frequently been compared, showing that the results obtained from the rain gauge on the ground

and from the pluviograph in the middle of the terrace are practically identical, even when there is a strong wind.

Pluviometric instruments were first installed at the Astronomical Observatory of Padua in 1767. Previously the measurements had been taken elsewhere. The apparatus was modified several times up to the year 1878 when the present form was adopted.

This consists in a pyramid-shaped funnel with the apex at the bottom, which has a square mouth with an area of 0.4013 square metres. It is installed on the roof of the building which forms the third storey of the Astronomical Observatory, at a height of 21.000 metres from the ground, and 18 metres from the 10 × 10 metre square tower which rises 26.000 metres above the top of the building. The effect of the tower's shadow can thus be considered negligible or even non-existent. The rainwater passes directly from the funnel into a cylindrical vessel on the floor below to be measured.

The Observatory building stands at the confluence of two canals, on the site of the defence wall of the earliest nucleus of the city of Padua, and the tower is the last remains of a mediaeval castle; it rises considerably above the rather old and low surrounding houses, and it is about 750 metres, as the crow flies, from the Magrini Observatory.

The pluviometric data, from the first recorded observations up to 1934, are contained in publication n° 137 of the «Ufficio Idrografico alle Acque»: Prof. G. Crestani, Prof. F. Ramponi, Dott. L. Venturelli «Le precipitazioni atmosferiche a Padova» (a historico-critical study and statistical research). As an introduction to various statistical studies which are not to be mentioned here, the authors produced a critical study in order to achieve a more reliable evaluation and interpretation of the numerical data collected, to fill in occasional gaps in the observations and make the whole series of observations more complete. More recently, Prof. D. Tonini in his «Elementi di Idrografia e di Idrologia», has re-examined the records of both the Astronomical and Magrini Observatories, obtaining a more accurate appreciation of them, especially as regards averages and incidental improvements in the method of correcting the series of observations made prior to 1878. The data of the Magrini Observatory since 1934 have been taken from the Hydrological Annals of the U.I.M.A. Those of the Astronomical Observatory have been kindly supplied by the Directorate.

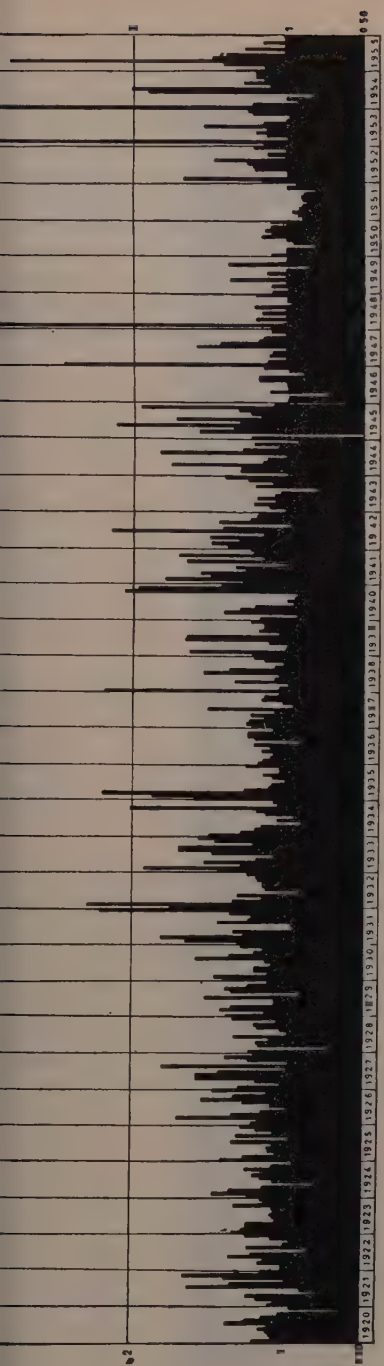
In order to interpret the results accurately, it must be noted that the observations made at the Magrini Observatory refer to the «civil day» from 0.00 to 0.00 hours, whereas those made at the Astronomical Observatory refer to the 24 hours from 9 a.m. to 9 a.m. This often leads to a transfer of the rainfall measured or of part of the daily total from one day to the next and, if this transfer occurs on the last day of the month, to the following month. Some discrepancies can therefore be noticed in the number of rainy days and in the total monthly rainfall recorded at the two observatories. For instance, the rainfall measured on Dec. 1, 1927 at the Astronomical Observatory is wholly assigned to Nov. 30 at the Magrini Observatory; the 115.5 mm recorded at the Magrini Observatory in June 1932 include 12.7 mm which fell on May 31; in August and September of the same year the following totals are recorded:

Astronomical Observatory

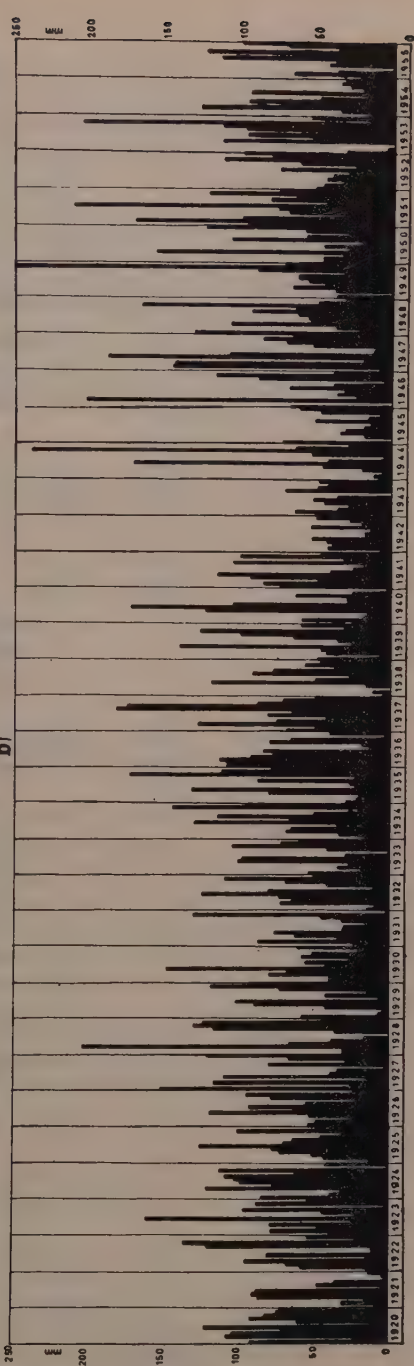
August	10.5 mm	—	September	42.4 mm
Total	52.9 mm			

«Magrini» Observatory

August	50.1 mm	—	September	11.9 mm
Total	62.0			

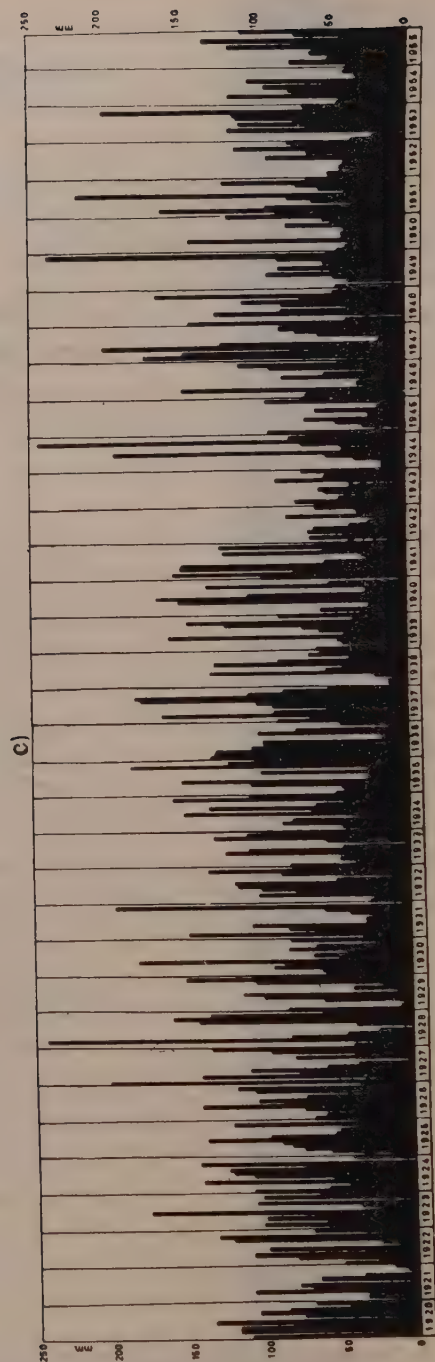


b)



a)
$$\text{RATIO } \frac{M}{A} = \frac{\text{Measured Rainfall at «Magrini»}}{\text{Measured Rainfall at «Astronomico»}}$$

Monthly Rainfall measured at the Astronomical Observatory in Padua.



c) Monthly Rainfall measured at the Magrini (UIMA) Observatory in Padua.

While the ratios between the figures for the single months are abnormal, when the figures for the two months are considered together they become normal, since the cause of the discrepancy—the different method of calculating each 24 hours—has been eliminated.

Similar discrepancies can be noted in the figures for Jan.-Feb. 1922, April-May 1927 and Aug.-Sept. 1946. The exceptionally aberrant relation between the figures for Feb. 1948 can probably be attributed to a chance error.

Lastly it must be noted (again according to Prof. Crestani), that precipitations of less than 4 mm which are recorded at the Magrini Observatory can seldom be measured at the Astronomical Observatory, since they are mainly due to mist or other temporary causes. To gain an idea of the statistical type of the two sets of observations, the

$$\text{average quadratic errors } \varepsilon = \frac{\sum \delta^2}{\sqrt{n-1}} \text{ (montly and annual) have been calculated}$$

These are listed here as follows:

Astronomical Observatory

Jan.	Feb.	March	April	May	June	July	Aug.
0.756	0.874	0.845	0.558	0.522	0.642	0.908	0.796
Sept.	Oct.	Nov.	Dec.				
0.567	0.728	0.630	0.503		Year 0.235		

«Magrini» Observatory

Jan.	Feb.	March	April	May	June	July	Aug.
0.705	0.813	0.716	0.516	0.525	0.599	0.744	0.707
Sept.	Oct.	Nov.	Dec.				
0.557	0.658	0.615	0.485		Year 0.204		

From the statistical point of view, the two series are very similar; it cannot however be said that the greater or lesser «regularity» of one series compared with the other is a sufficient indication for judging the correctness of the single observations; in other words, a series of measurements or observations which statistically presents fewer errors is not more correct, for the natural phenomenon has an intrinsic variability of quantity which experimental measurements may fail to record. A less perceptible difference from the average figures may, for instance, be caused by greater inaccuracy of the instruments which, in missing the highest points of the phenomenon on account of their intrinsic of functional faults, make it only apparently regular.

The deviations between the annual total and its general average were at the maximum:

- + 0.65 and – 0.42 for the Astronomical Observatory
- + 0.47 and – 0.47 for the «Magrini» Observatory

while the standard deviations δ of the two series are respectively 0.204 for the «Magrini» Observatory and 0.245 for the Astronomical Observatory.

The deviations are, in effect, similar in quantity. The monthly rainfall totals are far more irregular, as can be seen from the figures calculated of the standard deviation ε . The maximum figure of ε for the Astronomical Observatory is found in the July series (0.908) followed closely by the figure of the February series (0.874). The maximum ε for the «Magrini» Observatory is in February (0.813) followed by July (0.744).

The maximum figures of δ are respectively:

- + 2.77 and - 1.00 for the Magrini Observatory
- + 3.79 and - 1.00 for the Astronomical Observatory

each showing the maximum positive difference in the same month (July 1951).

While bearing in mind that it is always to be dealt with relative figures, since they refer to the various differing averages of the various months, this discrepancy cannot be considered meaningless, and indicates that the observations made at the Astronomical Observatory are more «sensitive» to the influence of certain external factors which, although they clearly cannot alter the actual quantity of the natural phenomenon, do in fact alter the «perceptible» amount according to the particular type of measuring device available. In fact, when the monthly rainfalls actually collected at the two observatories are compared, it is possible to find that the Astronomical Observatory nearly always has a deficiency; out of 432 measurements only 55 are less than the unit, but out of 36 annual totals only 2 (and these by a few hundredths) are more than those of the Magrini Observatory.

The differences between the measurements of the two series are also obviously related to the total amount of rainfall measured. The discrepancies between the relations of observations made by the two rain gauges progressively diminish as the total amount of rain measured increases. In fact, some of the causes of the failure on the part of the mouth of the rain gauge to collect the rain act at random, and have no connection with the quantity of the precipitations. Mists may be collected in their entirety and so have an influence on small rainfall totals, but have less effect on large ones. Wind, having an average speed that varies little throughout the year, also produces effects which are greater in percentage when the monthly rainfall total is less.

To conclude, the examination of all available data shows that the mean annual rainfall collected at the Magrini Observatory is approximately 15% more than that collected at the Astronomical Observatory.

As regards what has been observed about the type of the standard deviation of the two sets of measurements, the continuance of such a deviation must be attributed to some feature of the installation of the apparatus. It is reasonable to suppose that the total rainfall at the two observatories is practically the same, and that possible, although infrequent real differences might compensate each other.

If one wishes to make a detailed study of the longer series of measurements at the Astronomical Observatory for a specific practical purpose, it must be remembered that they seem deficient when compared with the data which would be given by a rain gauge of standardized type and installation. This must be particularly taken into account when making comparisons with other series of measurements.

It should also be deduced that both the sets of instruments, as they are placed at present, fail to collect a certain fraction of the actual rainfall, and that usually even a normalized type of rain gauge gives results slightly inferior to actual values of the natural phenomenon. This should be argued from the fact already mentioned that, not very often, but sometimes noticeably, the ratio M/A is inferior to the unit, in contrast to the general tendency of the two simultaneous sets of observations. Of course, considering how close they are to each other and the general climatic characteristics of Padua and its flat surrounding country, there cannot be much difference in the monthly rainfall at the two observatories, except in a few cases of heavy local showers of short duration. Thus the general supposition does not seem unfounded that sometimes, there are external factors or exceptional localised causes whose effects cannot be confronted by the measuring instruments adopted at present, so that they record less than the actual rainfall. In the present case, the position of the pluvi-

graph at the Magrini Observatory has some advantages, or rather, fewer disadvantages, than that at the Astronomical Observatory; this can be seen not so much in the greater statistical «regularity» of the observations made at the former, as in the comparative curves already shown of the two observatories, from which it can be deduced that less rain is missed at the Magrini Observatory. An instrument placed close to the ground, as at the Magrini Observatory, has better protection against wind than an instrument installed on the top of a roof, as at the Astronomical Observatory; in spite of the wider area of its mouth, the latter is affected not only by the greater strength of the wind, but also by the secondary phenomena of local vortices caused in the regular course of aeriform threads by the presence of the high, isolated tower and roof. This confirms the preference, already established in current practice, for installations on the ground; even a considerable widening of the mouth of the rain gauge is not enough to offset this advantage.

In conclusion, the study of the measurements recorded by the two rain gauges has shown, in the first place, the systematic deficiency of the measurements at the Astronomical Observatory compared with the presumable actual rainfall figure for Padua; secondly, how for every type and position of rain gauge a certain amount of precipitation is inevitably not collected. To reduce this loss it is not enough to widen even considerably the mouth of the instrument, but external causes which interfere with the collection of precipitation must be eliminated; these are the more noticeable the higher the instrument is placed from the ground.

Venice, March 30th 1960

MÉTHODE D'ANALYSE DE LA RÉPARTITION DES PRÉCIPITATIONS DANS LE TEMPS ET DANS L'ESPACE

YVES BRUNET-MORET

Ingénieur Hydrologue à l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

RÉSUMÉ

L'auteur présente une méthode permettant de déterminer, pour les tornades tropicales, la répartition des précipitations dans le temps et dans l'espace sur un bassin versant connu, pour une averse de fréquence faible donnée.

L'utilisation de la notion d'encombrement moyen permet de passer du maximum ponctuel à la hauteur de pluie moyenne sur le bassin. La remarquable similitude des hyétogrammes observés dans ces régions pour diverses hauteurs de précipitation permet de définir un diagramme type d'averse et de suivre sa déformation avec la hauteur de l'averse, ce qui permet l'extrapolation.

SUMMARY

This paper offers a method for determining the areal and time distributions of precipitations for tropical individual thunderstorms of low frequency.

The use of the «average size» permits the computation of the average depth of precipitation over the drainage area, related to the maximum depth of a given frequency at a single station.

In the studied countries, the storm intensity patterns are quite similar for all depths. It is possible to define standard intensity pattern and to study the variations of the shape of this pattern related to the depth, giving so a way for extrapolation.

L'écoulement provoqué sur un bassin versant de faible superficie par une averse déterminée varie suivant les caractères principaux de cette averse que l'on peut classer comme suit :

- La hauteur à l'épicentre
- La répartition des hauteurs dans l'espace
- La répartition des intensités dans le temps
- Les conditions initiales du sol : saturation préalable, degré de croissance de la végétation.

Une averse de fréquence donnée doit donc être caractérisée, au point de vue de l'écoulement, par un certain nombre de chiffres précisant chaque caractéristique. Pour simplifier, on peut admettre, dans le cas le plus général, que l'averse décennale est une averse dont la hauteur à l'épicentre admet une période de retour de dix ans et dont toutes les autres données correspondent aux valeurs les plus fréquentes pour les très fortes averses. Cette définition n'est pas sans reproche, mais elle présente pour les applications pratiques, l'avantage de la simplicité.

Nous ne nous occuperons, dans le présent rapport, ni de la détermination de la hauteur à l'épicentre qui peut être effectuée par l'application de la méthode de stations-années aux résultats des pluviomètres situés dans le bassin ou au voisinage, ni de l'étude des conditions initiales beaucoup plus complexe.

Pour la répartition des hauteurs dans le temps et des intensités dans l'espace, il importe de définir d'abord des grandeurs les caractérisant, d'analyser leurs variations, afin de permettre l'extrapolation aux averses de faible fréquence.

Dans le cas relativement facile de la MAURITANIE, il a été possible de mettre au point, pour l'étude de chacune de ces caractéristiques, une méthode relativement simple. En effet, les averses intéressantes pour l'étude des crues sont constituées

par des lignes de grains orageux semblables, donnant lieu à des réseaux d'isohyètes de formes analogues et à des hyétogrammes très voisins les uns des autres.

1. ETUDE DE LA RÉPARTITION DES PRÉCIPITATIONS DANS L'ESPACE

Sur le plan des applications, cette étude doit permettre de répondre à la question suivante :

Etant donné qu'il est tombé, en un point donné, une averse de fréquence donnée, disons décennale pour fixer les idées, quelle hauteur de pluie moyenne sur un bassin entourant ce point peut-on attendre avec la même probabilité ?

Il est bien connu de tous les hydrologues que cette hauteur de pluie moyenne est inférieure à la hauteur de pluie ponctuelle à condition, évidemment, que l'on astreigne ces deux caractéristiques de pluie, valeur ponctuelle et valeur moyenne, à se produire avec la même fréquence. Nous appellerons « coefficient de réduction » le rapport de la pluie moyenne à la pluie ponctuelle. On sait intuitivement que ce coefficient est d'autant plus faible que la surface est plus grande et ceci d'autant plus que le type de précipitation étudié couvre une surface plus faible.

Nous considérerons une zone homogène du point de vue pluviométrique, c'est-à-dire pour laquelle la loi de répartition des averses dans le temps est la même en tous points. Cette condition implique entre autres l'égalité en tous points des modules pluviométriques et le même écart-type des pluies journalières ; elle n'est jamais réalisée de façon parfaite, mais on peut se contenter de l'égalité des coefficients de variation et utiliser comme variable l'écart réduit $\frac{p - \bar{p}}{\sigma p}$ au lieu de la pluviométrie journalière p . Nous admettrons, en outre, qu'à une station ne tombe pas plus d'une averse par jour et que, si deux stations ont été arrosées le même jour, la ligne qui les joint a été également arrosée.

1.1. Coefficient de réduction pour deux points :

Choisissons deux stations situées dans une zone répondant aux conditions précédentes, distantes d'une longueur connue : nous prendrons comme exemple TAMCHAKETT et KIFFA. Ces stations sont distantes de 101 km et on possède 24 années d'observations communes.

Considérons d'abord la station de TAMCHAKETT et notons dans un tableau, par tranches verticales séparées, les pluies journalières comprises entre 20 et 30 mm, 30 et 40 mm, etc... En face de chacune des pluies ainsi classées, portons la pluie du même jour à KIFFA. Supprimons alors les couples de pluies simultanées pour lesquels la pluie de KIFFA est supérieure à celle de TAMCHAKETT. On obtient en définitive le tableau suivant :

20 à 30		30 à 40		40 à 50		50 à 60		60 à 70		70 à 80		80 à 90		90 à 100		> 100	
T	K	T	K	T	K	T	K	T	K	T	K	T	K	T	K	T	K
22,4	12,6	36,7	18,0	43,7	24,0												
27,0	6,9	33,4	0	48,0	3,7	etc											
25,1	4,0	33,5	0														
etc...																	

Considérons maintenant le poste de KIFFA et faisons la même opération. Nous portons, cette fois, dans chaque classe 20-30, 30-40, etc... les pluies de KIFFA comprises dans cette classe, supérieures aux pluies concomitantes à TAMCHAKETT :

20 à 30	30 à 40	40 à 50	50 à 60	60 à 70	70 à 80	80 à 90	90 à 100	> 100
K T	K T	K T	K T	K T	K T	K T	K T	K T
22,4 0 21,6 19,4 etc...	38,7 10,1 30,1 0	48,3 7,5	etc...					

Pour chaque classe 20-30, 30-40, etc... de l'ensemble des deux tableaux, calculons la moyenne de la première colonne : \bar{x} (colonne des chiffres les plus forts) et la moyenne \bar{y} de la seconde colonne.

Nous définirons le coefficient de réduction ponctuel moyen pour la classe considérée comme la valeur du rapport $\frac{\bar{y}}{\bar{x}}$. On obtient ainsi les valeurs portées dans le tableau ci-après :

Classes	Nombre d'observations	Moyennes 1 ^{es} colonnes	Moyennes 2 ^{es} colonnes	Coefficient de réduction
20 à 30	96	24,2	4,0	0,166
30 à 40	52	34,3	7,8	0,226
40 à 50	28	44,2	10,6	0,240
50 à 60	9	52,9	4,3	0,081
60 à 70	6	63,3	18,2	0,287
70 à 80	10	72,9	15,8	0,217
80 à 90	3	82,7	17,4	0,211
90 à 100	2	93,2	17,2	0,184
> 100	7	117,2	18,3	0,156

Dans le cas présent, le coefficient de réduction ne varie pratiquement pas avec la hauteur de précipitation, la distance entre les deux stations étant relativement grande, mais pour des stations plus rapprochées, il croît avec la hauteur de précipitations.

Nous opérons ainsi sur tous les couples de pluviomètres situés dans la zone étudiée, pour lesquels on dispose d'une période assez longue de relevés journaliers.

On obtient, en définitive, pour chaque couple :

— 1 distance

— 1 tableau analogue au tableau ci-dessus, donnant pour chaque classe pluie journalière, une valeur du coefficient moyen de réduction.

Ces données permettent de tracer une série de graphiques comportant pour chaque classe de précipitations :

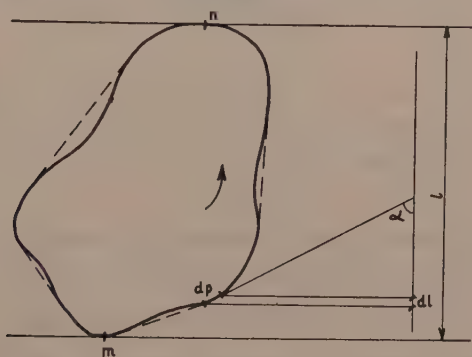
- en abscisses, les distances séparant 2 points,
- en ordonnées, les coefficients de réduction.

1.2. Coefficient de réduction pour un bassin donné :

Considérons un bassin de forme quelconque. La pluie tombée, un jour donné, sur ce bassin se traduit par un réseau d'isohyètes qui peut se présenter de multiples façons, suivant la position du ou des épicentres de la ou des averses simples ou multiples, observées ce jour-là.

Supposons qu'au lieu d'orienter diversement un réseau d'isohyètes d'image donnée, on fasse prendre au bassin, ce qui revient au même, toutes les positions possibles sur ce réseau considéré comme fixe. Le nombre d'isohyètes coupées sera d'autant plus grand, donc le coefficient de réduction d'autant plus petit que la distance entre les deux tangentes au bassin parallèles au réseau sera plus grande. Si l'on fait prendre au bassin toutes les orientations possibles, on peut définir une distance moyenne entre les deux tangentes, appelée « encombrement moyen » du bassin. Pour un réseau d'isohyètes donné, correspondant à une averse ponctuelle connue, cette distance correspondra à une valeur déterminée du coefficient de réduction moyen

CALCUL DE L'ENCOMBREMENT MOYEN



COEFFICIENT DE RÉDUCTION POUR UNE SURFACE

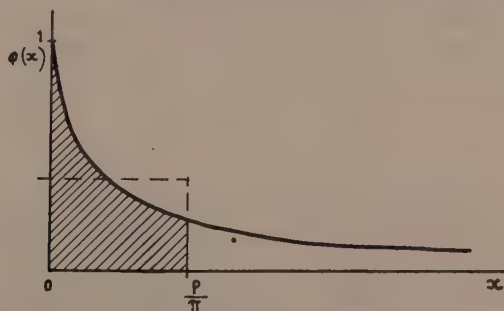


Figure 1

La figure 1 montre un bassin quelconque tangent à deux parallèles au réseau d'isohyètes, distantes de l . Si le bassin tourne sur lui-même, la moyenne de la distance l est L , l'encombrement moyen. Il est bien évident que seul le contour convexe le plus court entourant le bassin intervient dans la distance des deux tangentes. Il est figuré en pointillés sur le graphique. Appelons p son périmètre. Le contour convexe est tangent aux points m et n . Considérons un élément dx de ce contour et soit α l'angle que fait la tangente au droit de cet élément avec la perpendiculaire commune aux deux parallèles. α peut caractériser la position du bassin.

L'élément de contour dp donne en projection sur la perpendiculaire un élément dl de l'encombrement l . Si l'on considère un intervalle de position $d\alpha$, les différentes positions du bassin étant équiprobables, la probabilité élémentaire dans l'intervalle $d\alpha$ est égale à $\frac{d\alpha}{2\pi}$; donc, pour une révolution complète, la valeur de l'élément dl est :

$$\int_{-\pi/2}^{2\pi-\pi/2} dp \cos. \alpha \frac{d\alpha}{2\pi}$$

Cette valeur est évidemment nulle puisque la perpendiculaire est décrite dans les deux sens positif et négatif. Mais comme il s'agit de calculer l'encombrement moyen, seules les valeurs absolues nous intéressent et on écrira :

$$dl_{\text{moyen}} = \int_{-\pi/2}^{+\pi/2} dp \cos. \alpha \frac{d\alpha}{2\pi}$$

d'où

$$l_{\text{moyen}} = \frac{1}{2\pi} \int_0^p \int_{-\pi/2}^{+\pi/2} \cos. \alpha \, d\alpha = \frac{p}{\pi}$$

Donc, en moyenne, le bassin présentera une longueur $x = \frac{p}{\pi}$ perpendiculaire au réseau d'isohyètes; c'est-à-dire que, au cours de la rotation du bassin, la valeur moyenne du coefficient de réduction entre les points extrêmes sera égale à $\varphi\left(\frac{p}{\pi}\right)$ si $\varphi(x)$ désigne le coefficient de réduction ponctuel en fonction de la distance x de deux points pour une hauteur de précipitation donnée; $\varphi(x)$ correspond aux courbes expérimentales tracées au chapitre précédent.

Si l'on considère, non plus le coefficient de réduction entre deux points extrêmes mais le coefficient moyen de réduction pour l'ensemble du bassin, il suffit d'intégrer $\varphi(x)$ entre 0 et $\frac{p}{\pi}$, on obtient :

$$\frac{\pi}{p} \int_0^{p/\pi} \varphi(x) \, d(x)$$

C'est l'ordonnée moyenne de la courbe $\varphi(x)$ entre les valeurs $x = 0$ et $x = \frac{p}{\pi}$

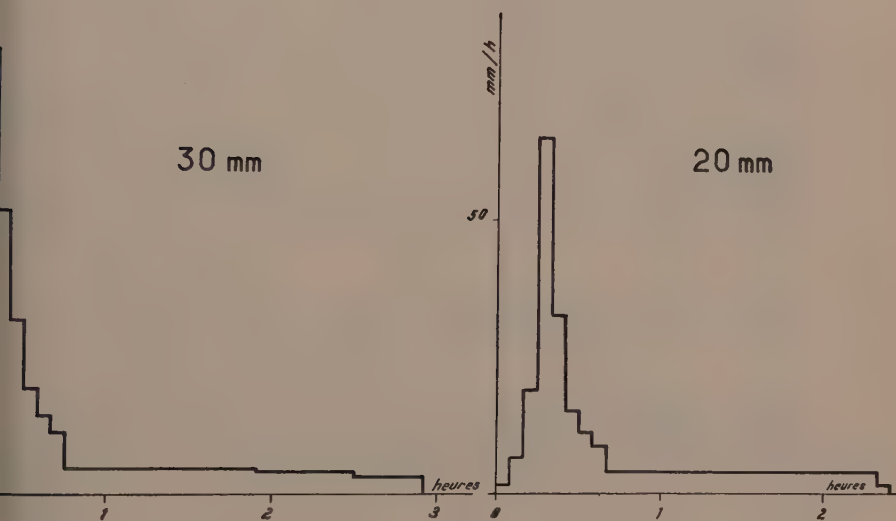
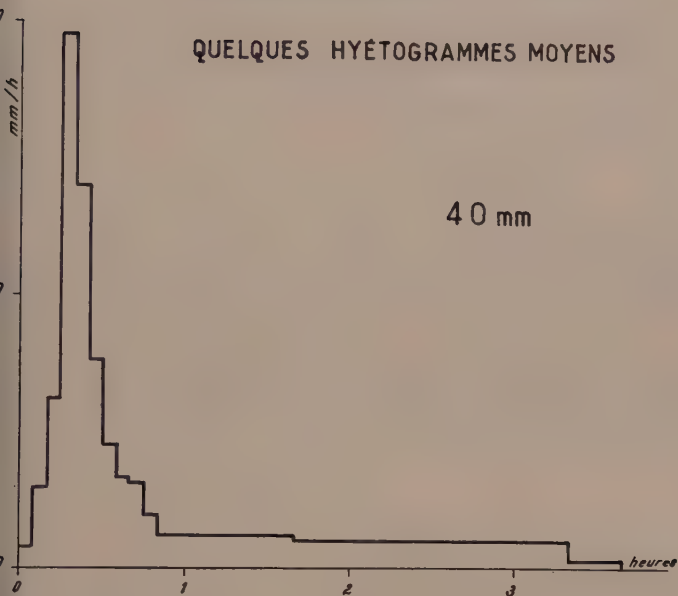
On l'obtient en planimétrant la surface hachurée de la figure 1 et en divisant par $\frac{p}{\pi}$

En pratique, il peut être commode, après avoir tracé le réseau de courbes $\varphi(x)$

ÉTUDE DES PRÉCIPITATIONS DANS LE BRAKNA

CAMPAGNES 1958 ET 1959

QUELQUES HYÉTOGRAMMES MOYENS



Graphique 2

VARIATION DES CARACTÉRISTIQUES DE L'averse FONCTION DE LA HAUTEUR TOTALE

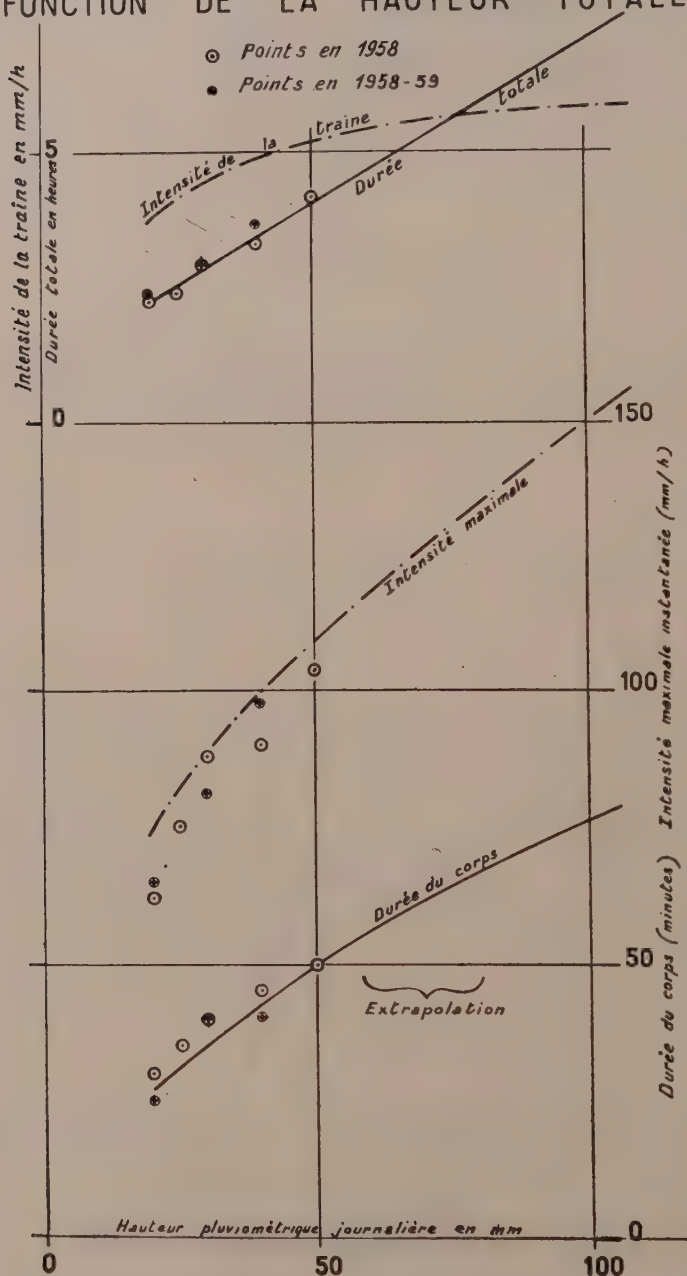


Diagramme 3

comme nous l'avons indiqué plus haut, d'établir le réseau des courbes des ordonnées moyennes :

$$\frac{1}{x} \int_0^x \varphi(x) d(x)$$

On obtiendra alors le coefficient de réduction pour un bassin versant et donné un maximum ponctuel donné en prenant, pour la courbe correspondant à ce maximum ponctuel, l'ordonnée du point l'abscisse est égale à l'encombrement : $\frac{P}{\pi}$.

2. RÉPARTITION DES INTENSITÉS DANS LE TEMPS

Dans le cas particulier des averses orageuses à une seule pointe, telles qu'on les observe en MAURITANIE, la méthode suivante apporte des données plus précises que l'utilisation de la courbe intensité-durée, elle permet de définir dans ces régions, pour une averse de fréquence donnée, le diagramme moyen des intensités en fonction du temps, ou hyétogramme moyen.

L'étude est effectuée à partir des données des pluviomètres enregistreurs. Les diagrammes bruts sont dépouillés par tranches de temps de 5 minutes, ce qui est suffisant pour l'application à des bassins versants dépassant 2 ou 3 km². Les hyétogrammes obtenus sont classés par tranches suivant les hauteurs :

18,5 — 22,5 mm (20 mm)

22,5 — 27,5 mm (25 mm)

etc...

Pour les diagrammes relatifs à une tranche donnée, les intervalles ayant donné lieu à l'intensité maximale sont mis en coïncidence. On détermine alors, pour chaque intervalle de 5 minutes, les intensités moyennes entre les divers hyétogrammes disponibles dans cette tranche, et on détermine ainsi un diagramme moyen.

Ce diagramme moyen est d'autant plus intéressant que, dans le cas présent, la dispersion des diagrammes observés est faible autour de la forme moyenne. En outre, les formes sont très voisines d'une tranche à l'autre, comme on peut le constater par le graphique n° 2, ce qui est en rapport avec la faible dispersion.

Ces averses types comprennent, après une très courte ondée préliminaire, que l'on peut négliger, un corps donnant lieu seul au ruissellement sur presque tous les sols et une traîne ne donnant lieu qu'à des phénomènes d'écoulement tout-à-fait secondaires. On conçoit qu'il est possible de définir cette forme type de diagramme par quatre caractéristiques :

— l'intensité maximale

— la durée du corps ou pluie utile correspondant à des intensités supérieures à une limite donnée (10 mm/h par exemple dans le cas présent).

— la hauteur de la pluie utile ou du corps

— la durée totale de l'averse.

A l'aide de l'ensemble des hyétogrammes types établis pour chaque classe d'averse, il est possible de tracer en fonction de la hauteur de l'averse les courbes définissant ces deux premières caractéristiques, l'intensité de la traîne et la durée totale de l'averse.

On constate, sur le diagramme, que l'intensité de la traîne est presque constante et que la durée du corps varie relativement peu.

Par ailleurs, à l'aide des diagrammes en escaliers établis pour les diverses classes de précipitations, il est facile de tracer la courbe moyenne des intensités du corps

dont les abscisses et ordonnées seront non pas la durée en minutes et l'intensité en mm/h, mais respectivement les pourcentages de la durée du corps et les pourcentages de l'intensité maximale. On peut déduire notamment à partir de ce diagramme n° 4 et du diagramme n° 3, la hauteur de précipitation correspondant au corps.

HYÉTOGRAMME TYPE DU CORPS DE L'AVERSE

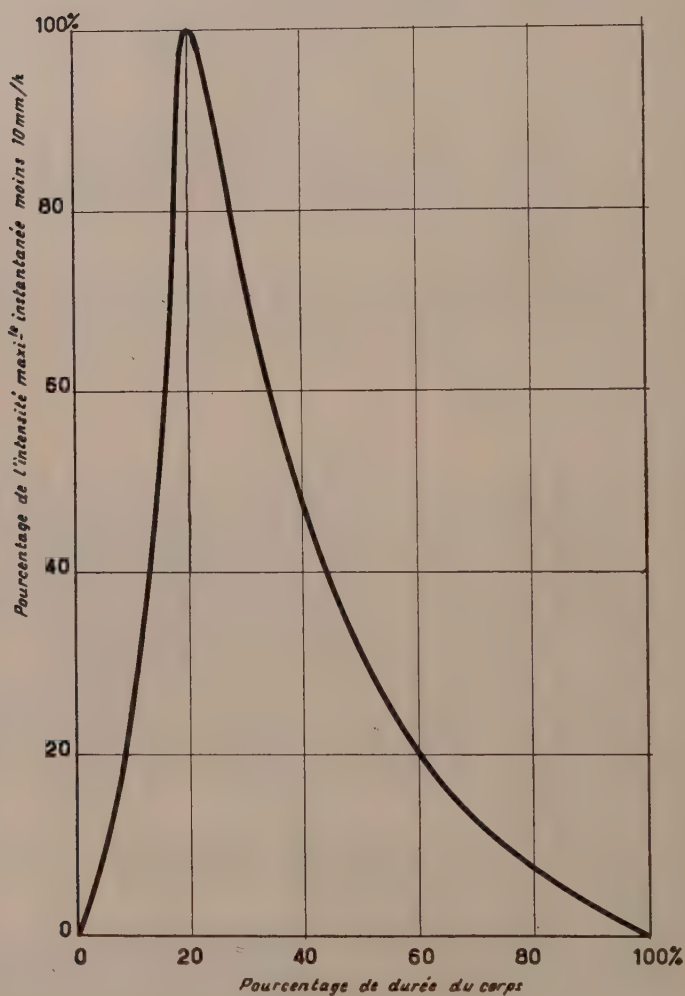


Diagramme 4

A l'aide de ces éléments, il est facile de déterminer par extrapolation toutes les caractéristiques correspondant au hyétogramme des averses de faible fréquence.

Cette méthode est applicable non seulement en MAURITANIE mais dans toute l'AFRIQUE de l'OUEST, au Nord de la courbe isohète 500 mm. Plus au Sud, pour des raisons qui découlent de l'ensemble du mécanisme de la « mousson », les averses de fréquence faible sont de formes différentes des averses courantes; elles présentent, en effet, une série de pointes de forte intensité et la méthode ne peut pas s'appliquer, tout au moins sans modifications très sensibles. Mais il existe d'autres régions de l'AFRIQUE où, sous la forme décrite plus haut, elle est applicable, par exemple au Sud du 3^me parallèle Sud et à l'Ouest du CONGO (littoral exclus). Il est fort probable que l'on trouverait d'autres régions du monde présentant des formes de hyétogrammes aussi simples et aussi homogènes. Il serait intéressant de le vérifier.

DIE OROGRAPHISCH BEDINGTE VERÄNDERLICHKEIT DES NIEDERSCHLAGS AM HOHENPEISSENBERG

Von K. HEIGEL

Deutscher Wetterdienst. Meteorologisches Observatorium Hohenpeissenberg

ZUSAMMENFASSUNG

An Hand langjähriger Niederschlagsmittelwerte (1891-1930) wird eine Niederschlagsverteilung im Voralpenraum in Abhängigkeit von Höhenlage und Entfernung zur Alpenkette dargestellt. Daraus geht hervor, dass die im Voralpenraum gelegenen Einzelberge entsprechend ihrer Höhenlage ein Niederschlagsdefizit, die Stationen am Alpenrand und in den Tälern dagegen einen Niederschlagsüberschuss aufweisen. Das Ergebnis der Messungen auf dem Hohenpeissenberg während mehrerer Jahre zeigt eindeutig, dass das Defizit der Gipfelstation dadurch hervorgerufen wird, dass die Masse des Niederschlags über den Gipfel hinweg in mehr oder weniger grosser Entfernung davon zur Ablage kommt.

SUMMARY

By means of long ranged mean values of precipitations (1891-1930) a distribution of precipitation of the space in front of the Alps in dependence of level and distance to the Alps is given. The figuration shows the deficit of precipitation of the single mountains in the space in front of the Alps and the surplus of precipitation of the stations in the valleys of the Alps. The results of measurements of precipitation during several years on the Mountain of Hohenpeissenberg show that the deficit of precipitation is caused by deposit of the maximum of precipitation over the top away in a more or less distance of the mountain station.

1. DIE NIEDERSCHLAGSVERTEILUNG IM VORALPENRAUM

Zwei Faktoren sind es, welche die Niederschlagsverteilung prägen: Die räumlich verschiedene Intensität der Niederschlagsgebiete und die Bodenform. Während die wechselnde Niederschlagsspende auf einen engen begrenzten Raum im langjährigen Mittel weitgehend ausgeglichen wird, bleiben nur noch die vorgegebenen orographischen Verhältnisse, welche einem bestimmten Ort ein ganz bestimmtes Niederschlagsgepräge geben, derart dass er entweder durch zu hohe oder zu niedrige Messwerte aus der Umgebung herausfällt. Gleiche Verhältnisse können nur für völlig ungestörtes Gelände angenommen werden. Die orographischen Verhältnisse sind sowohl im kleinen wie im grösseren Raum von Bedeutung und lassen sich in Höhenlage und Entfernung von der nächsten alles beherrschenden Gebirgskette unterteilen. Ein hervorragendes Beispiel hierfür bietet die Niederschlagsverteilung im Voralpenraum. Bringt man die mittlere jährliche Niederschlagsmenge der Stationen am Alpenrand in Beziehung zur Höhenlage und beachtet dabei die Lage zum Gebirge, so zeigt sich, dass die im Voralpenraum gelegenen Berge im Vergleich zur Niederung bzw. den Tälern und Hanglagen durchweg zu niedrige Messwerte ergeben. Abb. 1 wurden die langjährigen Mittelwerte (1891-1930) des Niederschlags der Stationen der Kreise Schongau, Weilheim, Bad Tölz und Miesbach in Beziehung zu ihrer Höhenlage gesetzt. Die Werte wurden den Berichten des Deutschen Wetterdienstes, Nr 17 ⁽¹⁾, entnommen, die Angaben einiger Bergstationen dagegen entstammen der Klimakunde des Deutschen Reiches, Band II, Tabellen. Aus Abb.

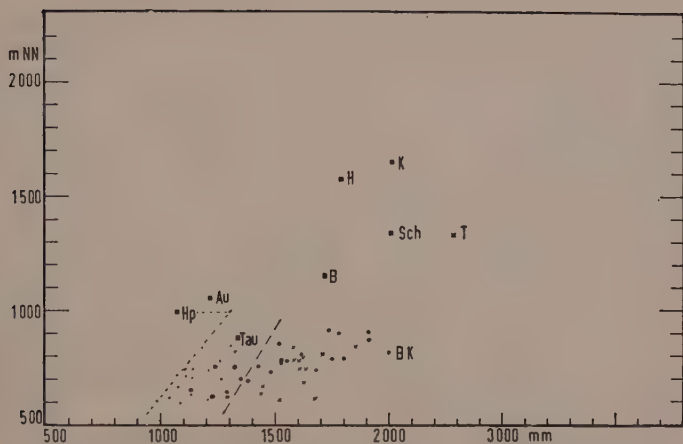


Abb. 1 — Niederschlagsverteilung im Voralpenraum und einiger Berg- und Talstationen in Abhängigkeit von Höhenlage und Entfernung der ersten Alpenkette. Die langgestrichelte Linie trennt die Station des Voralpenraums von dem am Alpenrand und den Tälern.

• Niederschlagsmeßstellen der Kreise Schongau, Weilheim

× Niederschlagsmeßstellen des Kreises Bad Tölz

■ Niederschlagsmeßstellen des Kreises Miesbach

● Bergstationen, Gipfellagen und ähnliche.

Weitere Angaben im Text.

lässt sich das interessante Ergebnis ableiten, dass die im Voralpenraum gelegenen Einzelerhebungen wie der Hohenpeissenberg (Hp) und der Auerberg (Au) entsprechend ihrer Höhenlage erheblich geringere Niederschlagsmengen aufweisen als die wesentlich niedriger gelegenen angrenzenden Stationen oder gar die Tal- und Hangstationen am Alpenrand. Der Taubenberg entspricht gerade noch seinem der Höhenlage zukommenden Niederschlagssoll. Selbstverständlich ist ein gewisser Zusammenhang zwischen Höhenlage und Niederschlagsmenge bei den Niederungsstationen im Voralpenraum (Landkreise Schongau und Weilheim) erkennbar. Verbindet man dort die äußersten Begrenzungspunkte mit einer Linie (feingestrichelt) und verlängert diese bis zur Höhe des Hohenpeissenbergs, so müssten diesem ca. 1300 mm Niederschlag zukommen, wenn die gleichen Gesetzmässigkeiten gelten würden. So hat der Hohenpeissenberg aber 1070 mm als jährliche Niederschlagsmenge aufzuweisen. Es lässt sich aber keine allgemeingültige Gesetzmässigkeit aufstellen, weder in der Vertikalen noch in der Horizontalen. Wie mit zunehmender Höhe die Verhältnisse nicht konstant bleiben, so ändern sich auch die Bedingungen mit jedem Kilometer Annäherung an den Alpenrand. Diese sind wiederum gar nicht vergleichbar mit den Tallagen der Alpen selbst. In der Darstellung ist durch eine langgestrichelte Linie die Grenze zwischen den Stationen im Voralpenraum und den am Alpenrand bzw. in Alpentälern gelegenen Meßstellen gezogen. Vergleicht man die Niederschlagsmenge der rechts von dieser Trennlinie gelegenen Stationen mit den zugehörigen Bergstationen, so ergeben sich für diese wiederum zu niedrige Messwerte. Es sind dies die im Ammergebirge gelegene Meßstelle « Kessel » (K) (Totalisatormessung), der Herzogstand (H) am Kochelsee, die im Kreis Miesbach gelegene Schwarzenkopfhütte (Sch), NH etwa 100 m unter Gipfel, und der Blomberg bei Bad Tölz. Als Gegenstück hierzu seien die Tutzingen Hütte (T) und Bad Kreuth (BK) genannt. Die Schwarzen-

kopfhütte liegt bereits zu nahe am Gipfel, um die Niederschlagsmenge der wesentlich tiefer unter der Benediktenwand liegenden Tutzinger Hütte zu erreichen. Die Tutzinger Hütte, nahezu 500 m unterhalb und ca. 1 km vor der Benediktenwand gelegen, ist eine Hangstation in der Zone grössten Niederschlags mit einem Niederschlagsmittel von 2276 mm und die Station Bad Kreuth hat die für eine Talstation enorme Niederschlagsmenge von 2000 mm. ERK ⁽²⁾ verzichtet bei seinen Untersuchungen auf die Werte von Kreuth, da sonst alle Ergebnisse verzerrt worden wären.

Die aufschlussreiche Darstellung zeigt, welch grosse Bedeutung der Entfernung vom Alpenrand und vor allem den Tallagen in den Voralpen zukommt. Je näher eine Station am Alpenrand liegt und je tiefer ein Tal in die Voralpen eindringt, umso höher liegt dort die Niederschlagssumme. Die Seehöhe spielt dabei, von ausgesprochenen Hanglagen abgesehen, eine nur untergeordnete Rolle. Die Gipfellagen kommen dabei offensichtlich zu kurz. Um dieser Fragestellung näher zu kommen und festzustellen, wo dieses Defizit der Gipfelstationen verbleibt, wurden auf dem Hohenpeissenberg und in der nächsten Umgebung des Hohenpeissenbergs während der Jahre 1951, 1953 und 1955 Sondermessnetze verschiedener Grösse eingerichtet und während des Sommers die Niederschläge gemessen.

Der Hohenpeissenberg liegt etwa 20 km vor der ersten Alpenkette, ziemlich genau nördlich von der Zugspitze (die etwa 48 km entfernt ist), und erhebt sich 988 m hoch über den Meeresspiegel. Mit 4.5 km Länge und 1 bis 1.5 km Breite bildet der Berg einen von Ost nach Nord zunächst schroff, dann allmählich ansteigenden Höhenrücken, der im Westen steil abfällt. Der Hohenpeissenberg hat zwei Gipfel, von denen der höchste (988 m) bis zum Jahre 1940 als Niederschlagsmeßstelle diente. Der zweite Gipfel (975 m) wird vom Meteorologischen Observatorium eingenommen. Vom Meteorologischen Observatorium wurden schon seit langem Niederschlagsmessungen an den verschiedenen Hängen durchgeführt, um die durch die Hanglage unterschiedliche Niederschlagsspende zu erfassen. In diesen Fällen handelte es sich aber immer um Messungen in nächster Umgebung des Observatoriums, während sich die genannten Sondernetze über ein Gebiet erstreckten, das grosse Teile des Berges und der nächsten Umgebung erfasste und in einem Falle sogar bis zu einer Entfernung von 9 km reichte.

2. DIE MESSERGEBNISSE DER JAHRE 1951 UND 1953 AUF DEM HOHENPEISSENBERG

Im Jahre 1951 wurde ein Messnetz rings um den Berg eingerichtet. Das Netz umfasste 15 Niederschlagsmesser, ausser der Gipfelstation nord- und südexponierte Hanglagen, sowie Stationen am Nord-, Ost-, Süd- und Westrand. Gemessen wurde während der Monate Juni bis September. Sowohl die Darstellungen der monatlichen Niederschlagssummen, wie auch die der Niederschlagssummen des gesamten Zeitraums (Abb. 2) zeigten eine bestimmte, genau umrissene Zone stärkster Niederschläge, die fast genau östlich der Gipfelstation, welche 596 mm Niederschlag aufweist, in 925 m NN mit 718 mm ihr Maximum hat und sich von Nordwesten bis Südosten erstreckt. Bemerkenswert ist auch, dass die am Westrand des Berges gelegene Station einen höheren Messwert aufweist, als der Gipfel selbst. Dieser Befund entspricht auch der Erfahrung, dass die dem Alpenrand nächstgelegenen Stationen höhere Niederschlagswerte aufweisen als die dahinter liegenden Gipfel. Auch die am Ostabhang gelegenen Stationen übertreffen mit ihren Niederschlagssummen die der Gipfelstation. Erst in grösserer Entfernung vom Ostrand des Berges gehen die Niederschläge zurück. Selbst am Südiand des Berges ist die Niederschlagssumme noch höher als auf dem Berg. Die Darstellung zeigt offensichtlich die Problematik der Niederschlagsmessung auf Bergen oder im Gebirge ⁽³⁾. Das Niederschlagsdefizit am Gipfel erklärt sich aus dem Luveffekt der noch vor dem Fuss des Berges den Nieder-

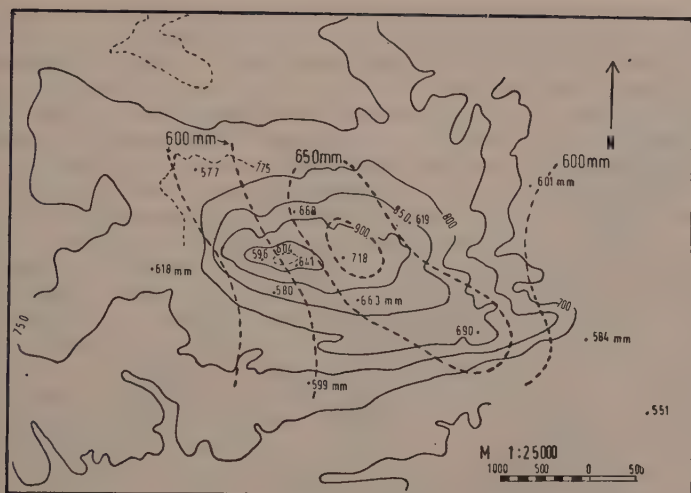


Abb. 2 — Niederschlagsverteilung auf dem Hohenpeissenberg im Jahre 1951.
Niederschlagssummen der Monate Juni bis September.

schlag verstärkt, die Masse des Niederschlags über den Gipfel trägt und in mehr oder weniger grosser Entfernung davon zur Ablage bringt. So profitiert auch noch der im Lee liegende Osthang. Die frühere, in 625 m NN direkt am Ostrand des Hohenpeissenberges gelegene Niederschlagsstation Bad Sulz hat mit ihrem langjährigen Niederschlagswert von 1133 mm im Vergleich zum Hohenpeissenberg einen Überschuss von 5%. Um nun festzustellen, ob die Niederschlagsverteilung auf dem Berg während des Jahres 1951 rein zufällig war, oder ob diese Verteilung in mehr oder weniger

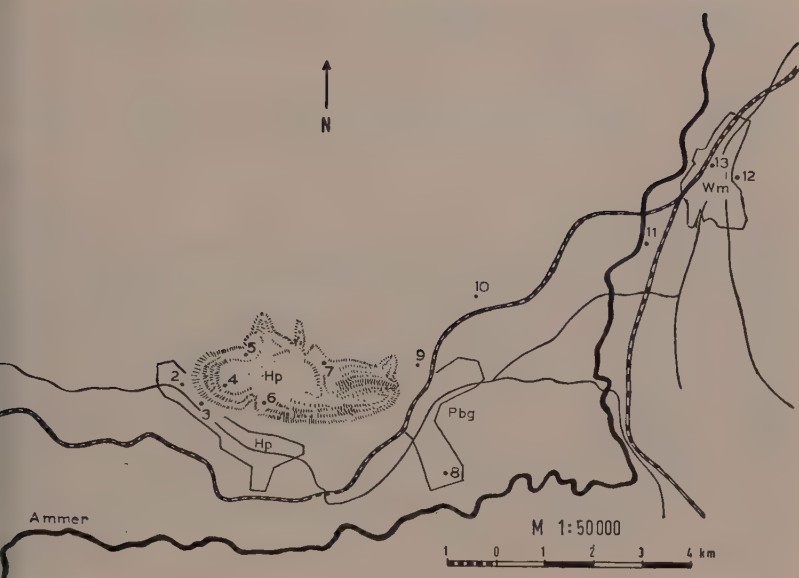


Abb. 3 — Niederschlagsverteilung auf dem Hohenpeissenberg im Jahre 1953.
Niederschlagssummen der Monate Juni bis September.

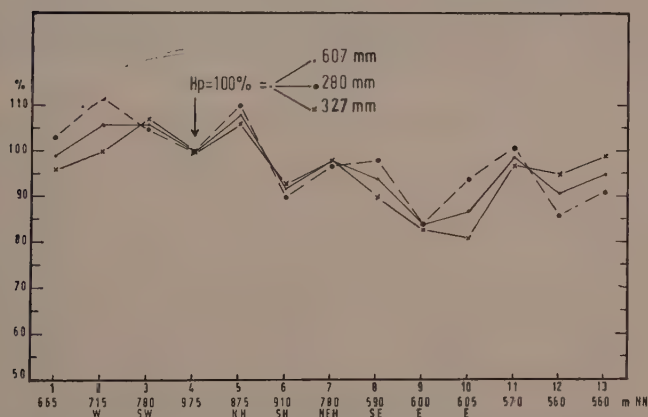
grossen Abwandlungen sich wiederholt, wurde im Jahre 1953 ein weiteres, wenn auch nicht so umfangreiches Messnetz aufgebaut. Das Netz besteht aus 11 Meßstellen und beschränkt sich mehr auf den Berg selbst. Abb. 3 gibt die Niederschlagsverteilung auf dem Hohenpeissenberg während der Monate Juni bis September im Jahre 1953 wieder. Gegenüber der Verteilung des Jahres 1951 hat sich das Maximum um wenige 100 m nach verschoben, reicht aber mit der 600 mm Isohyete bis zur Südhangmeßstelle unweit der Gipfelstation. Am Nordhang war in diesem Falle die Intensität wesentlich geringer. Im ganzen gesehen wurde auch in diesem Jahre, wenn auch etwas nach Süden verschoben etwa die NW-SE-Richtung beibehalten. Dafür spricht auch die etwas grössere Niederschlagsmenge der weit im SE gelegenen Stationen (561 mm gegenüber 551 mm im Jahre 1951). Die Ursache dieser Verschiebung ist nicht ersichtlich. Die prozentuale Verteilung der wichtigsten Windrichtungen während der gleichen Zeiträume der Jahre 1951 und 1953 gibt darüber auch keine Auskunft, so dass auf eine tabellarische Aufstellung verzichtet werden kann. Nun ist die aus den drei Klimaterminen gewonnene prozentuale Windverteilung zu weitmaschig, um mit den Niederschlagsmengen am Berg in Beziehung gebracht werden zu können, zumal ausser der Windrichtung auch Windgeschwindigkeit und Tropfengrösse (*) eine wesentliche Rolle spielen. Wenn auch gegenüber 1951 im Jahre 1953 die Zone der grössten Niederschlagsintensität etwas verschoben ist, so ist doch bemerkenswert, dass die Richtung im wesentlichen eingehalten wurde. Beiden Darstellungen gemeinsam ist ebenfalls die Zone geringeren Niederschlags, welche den Gipfel einschliesst und offenbar etwas unterhalb des Gipfels ihren Anfang hat. Wegen der geringen Anzahl der Meßstellen am W-Hang lässt sich die Grenze selbstverständlich nicht genau angeben.

3. DIE NIEDERSCHLAGSERGEBNISSE IM JAHRE 1955

Um auch in grösserer Entfernung vom Hohenpeissenberg Auskunft über die Niederschlagsverhältnisse und vor allem über die Ausdehnung von Luv- und Lee-Wirkung zu erhalten, wurde im Jahre 1955 ein Meßnetz errichtet, das den Berg erfasst und im Osten und Westen weit in die Umgebung hineinragt. Abb. 4 gibt einen Überblick über die kartenmässige Verteilung der 13 Meßstellen, welche in mehr oder weniger grossem Abstand von der Verbindungslinie Hohenpeissenberg Hp 4 nach Weilheim Wm 12 liegen. Gegenüber den früheren Meßnetzen waren einige Stationen hinzugekommen, andere dagegen weggefallen. Es wurde wieder während der Monate Juni bis September gemessen. In diesem Falle wurde jedoch darauf verzichtet, für den Gesamtniederschlag die Isohyeten wie den Jahren 1951 und 1953 zu zeichnen. Da es im besonderen darum ging, das Niederschlagsverhältnis zur Gipfelstation festzustellen, wurden auf Abb. 5 die Niederschlagsmeßstellen schematisch der Reihe nach auf der Abszisse mit Höhen- und Lagenangaben aufgetragen. Die Ordinate enthält die Niederschlagsmenge in Prozent der Gipfelstation Hp 4. Die drei Niederschlagssummen (Gesamtniederschlag, Schauerniederschlag und Aufgleitniederschlag) der Gipfelstation wurden gleich 100 % gesetzt und von allen anderen Stationen der entsprechende Prozentsatz auf der Ordinate eingetragen. Bei der Gesamtniederschlagssumme und der Summe der Schauerniederschläge wurde auf die Niederschlagsmessung des 21.7 verzichtet, da ein von einem wolkenbruchartigen Regen begleitetes Gewitter an der Station 7 141 mm brachte, während sonst nur 20 bis 40 mm gemessen wurden. Durch diese enormen Regenmengen wäre das Gesamtergebnis zu sehr verfälscht worden. Die Darstellung gibt ein so anschauliches Bild über die Niederschlagsverteilung auf dem Berg und in seiner näheren und weiteren Umgebung, dass bei der Besprechung auf Einzelheiten verzichtet werden kann. Insgesamt zeigt sich ab Meßstelle 2 eine absteigende Tendenz, die von einigen Höhen



bb. 4 — Verteilung der 13 Niederschlagsmeßstellen des Meßnetzes im Jahre 1955
Hp: Berg und Ort Hohenpeissenberg, Pbg: Peissenberg, Wm: Weilheim
Auf der Darstellung sind die Meßstellen 13 und 12 vertauscht.



bb. 5 — Verhältnis der Niederschlagssummen des Meßnetzes 1955, Juni bis September bezogen auf die Gipfeistation Hp 4 = 100 % und getrennt nach Gesamtniederschlag, Schauerniederschlag und Aufgleitniederschlag.

— : Gesamtniederschlag, - - : Schauerniederschlag,
× — : Aufgleitniederschlag.

Die Richtungsangaben beziehen sich auf Hanglagen bzw. Lage zum Berg:
W = im Westen, NH = Nordhang usw...

punkten unterbrochen wird. Am auffälligsten sind die Gipfel der Stationen 5 und 11. Im Vergleich zu den früheren Jahren scheint sich im Jahre 1955 der Schwerpunkt der maximalen Niederschlagszone nach Norden verschoben zu haben, zumal die in dieser Darstellung nicht aufgeführte, in unmittelbarer Nähe der Gipfelstation gelegene Nordhang-Meßstelle ebenfalls einen Überschuss aufweist. Wie weit sich die Zone des Niederschlagsmaximums nach Süden erstreckt, kann nicht angegeben werden, da eine Meßstelle inmitten zwischen 5 und 6 fehlt. Der Gipfel der Station 11 kann als Luveffekt vor der Stadt Weilheim gedeutet werden, der am Berg einer luvseitigen Hanglage entspricht. Der Kurvenzug an den Stationen 11, 12 und 13 entspricht, wenn auch in abgeschwächtem Maße, dem der Meßstellen 2, 4 und 5. Berggipfel und Stadt verursachen somit eine gleiche Niederschlagsverteilung in dem Sinne, dass auf dem Gipfel und in der Stadt die niedrigsten Werte, in Luv und Lee jedoch die höheren Niederschlagswerte gemessen werden. Die Frage, ob dabei Schauer oder Landregen massgeblich beteiligt sind, geht ebenfalls aus der Darstellung hervor. Bei 2 und 11 sind es überwiegend Schauer, während bei 13 die Schauer nur eine untergeordnete Rolle spielen. Aus der Darstellung ist weiterhin ersichtlich, dass die Zusammenhänge der orographischen Gegebenheiten mit der Niederschlagsverteilung ausserordentlich vielfältig sind, da ausser der vorgegebenen Bodenform noch zahlreiche andere Faktoren beteiligt sind. Andererseits zeichnen sich trotz dieser Vielfalt bestimmte umrissene Merkmale ab, die immer wieder gefunden werden, so das Niederschlagsmaximum im Luv, das Niederschlagsminimum am Gipfel des Hohenpeissenberges und das Niederschlagsmaximum als Leewirkung in wechselnder Entfernung vom Gipfel. Die Darstellung hat weiter gezeigt, dass sich die gleichen Merkmale auf eine Stadt übertragen lassen, die ja im gewissen Sinne auch als eine, wenn auch kleine Bodenerhebung zu betrachten ist. Repräsentative Werte sind also weder von einem Gipfel noch inmitten einer Stadt zu erwarten. Dieses Ergebnis unterstreicht die ausserordentliche Problematik der Niederschlagserfassung.

LITERATUR

- (1) BROSE, K. und H. SCHIRMER : Monats-, Jahres- und Tagessummen des Niederschlags in Bayern bis 1950. — *Ber. Dt. Wetterd.*, Nr. 17 (1955).
- (2) ERK, F. : Die vertikale Verteilung und die Maximalzone des Niederschlags an Nordabhänge der bayerischen Alpen im Zeitraum November 1883 bis November 1885. — *Met. Z.* (1887), S. 55-69.
- (3) SCHIRMER, H. : Umstrittene Niederschlagsmessung im Hochgebirge. — *Mit. Dt. Wetterd. US-Zone*, Nr. 11 (1951).
- (4) GRUNOW, J. : Niederschlagsmessung am Hang. — *Met. Rdsch.*, 6, S. 85-91 (1953).

VARIATIONEN DER NIEDERSCHLAGSSTRUKTUR UND IHRE MESSTECHNISCHE ERFASSUNG

Von Dr. JOHANNES GRUNOW

Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Hohenpeissenberg

SAMMENFASSUNG

Variationen der Niederschlagsstruktur drücken sich in zeitlichen und regionalen Schwankungen der Niederschlagsmenge, der Niederschlagsdauer, der Intensität und der Tropfenstruktur aus. Bei der Niederschlagsmenge erfordert die Auflösung des Mittelwertes nach Teilkollektiven der Stufenhäufigkeit eine zeit- und mengengerechte Erfassung der Einzelniederschläge bei Regen und Schnee auch im Bereich der kleinen Niederschläge, die nur nach dem Wägeprinzip möglich ist. Es werden Neukonstruktionen einer registrierenden Niederschlagswaage und einer Feinwaage nach dem Römmerprinzip besprochen, die ein Bild der Variabilität kleiner Niederschlagsmengen vermittelt. Für die exakte Aufzeichnung der Niederschlagsdauer wird ein für Fernmessung geeigneter Gerätetyp beschrieben. Die Niederschlagsintensität kann kontinuierlich für jede Minute nach der Abtropfmethode durch Impulsmessung gemessen und fernübertragen werden. Die Tropfenstruktur nach Tropfengröße und Tropfenzahl wird mit einem neuen Tropfenbildschreiber aufgenommen, der für alle Mengen- und Intensitätsstufen kontinuierliche Aufzeichnungen liefert.

SUMMARY

Variations of precipitation structure are effected by temporal and regional fluctuations of amount, duration, intensity and drop structure. With respect to precipitation amount the average value has to be presented by part collectives of the frequency distribution of gradual amounts. This procedure needs the measurement of each single rain- or snow-fall, also the range of minute precipitation by balance or weight type gages. The description of a new rain and snow weight gage is given. Record of the minute precipitation variability is possible by a new oil float gage following to the Römmer principle. For exact record of the duration a new unit also suitable for automatic telemeter is described. The intensity can be continually measured and counteracted by short impulses using the method of dropping off. For analysing the drop structure size and number of drops have to be measured by continual spot records imparting an insight to the structure of rain and snow, both drop structure, intensity, duration and amount.

VORBEMERKUNG

Die Kenntnis der Niederschlagsstruktur gewinnt zunehmend an Bedeutung und Interesse. Die theoretische und allgemeine Meteorologie benötigen Unterlagen für die Erklärung des Niederschlagsmechanismus und des Niederschlags als Träger von Beimengungen. Die angewandte Meteorologie wendet sie auf Fragestellungen der Agrarwirtschaft, insbesondere der Sortenwahl, der Schädlingsbiologie, der Sicherung des Ernteertrags an. Für klimatologische Betrachtungen stellt die Niederschlagsstruktur ein wichtiges Merkmal zur Kennzeichnung der Niederschlagsverhältnisse nach Zonen und Höhenlage dar. Im Rahmen ihrer Gutachtertätigkeit stehen bei den meteorologischen Diensten immer wieder Fragen über die mögliche Variabilität des Niederschlags nach Dauer und Intensität an (z.B. für Zwecke der Hochwasserabwehr, der Transportsicherung). Auf Flugplätzen spielt die Niederschlagsstruktur zur Beurteilung der Start- und Landesicherheit für Luftfahrzeuge eine nicht unwesentliche Rolle. In hydrologischer Sicht hängt die Niederschlagsstruktur mit der Wasserzurückhaltung in Bestand und Boden, mit der Austrocknung und Gebietsverdunstung, damit mit der Abflussrate und der Wasserbilanz ganzer Gebiete zusammen; die Bodenerosion wird entscheidend von ihr beeinflusst.

Trotz dieses breiten Interesses von Wissenschaft und Praxis her liegen bisher nur wenige Unterlagen über die verschiedenen Merkmale der Niederschlagsstruktur vor, weil ihre Ableitung heute noch an zeitraubende Auswertungen von Registrierungen der Niederschlagsmenge gebunden ist. Über die Intensität liegen Werte nur aus dem Bereich der Starkregen vor. Laufende Aufzeichnungen oder auch nur spezielle Untersuchungen über alle Grössenordnungen ihrer einzelnen Komponenten sind nicht bekannt.

Im Rahmen seiner hydrometeorologischen Arbeiten hat sich das Meteorologische Observatorium Hohenpeissenberg das Ziel gesetzt, geeignete Messverfahren zu entwickeln, um die verschiedenen Komponenten der Niederschlagsstruktur kontinuierlich, möglichst auch unter Einbeziehung der kleinen Dimensionen zu erfassen. Im Interesse der Einbeziehung derartiger Messungen in das Programm automatisch fernmeldender Wetterstationen wurde die Umwandlung der Messgrössen in elektrische Impulse angestrebt.

2. DIE NIEDERSCHLAGSMENGE

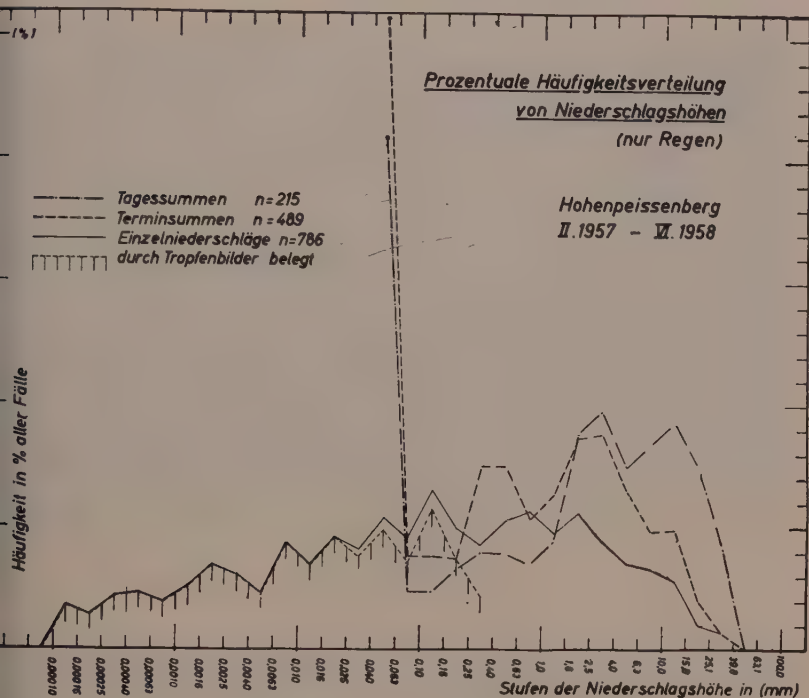
2.1. Auflösung des Mittelwertes

Wichtigstes und allgemein bekanntes Merkmal zur Kennzeichnung der Niederschlagsverhältnisse ist die Niederschlagsmenge. Sie wird gewöhnlich nach Tages- oder Terminsummen gemessen und für weitere Bearbeitung zu Monats-, Jahreszeiten- oder Jahressummen zusammengefasst. Mit der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge ist bereits eine wichtige Aussage über die grossräumige Niederschlagsverteilung gemacht. Einen rohen Einblick in die strukturellen Unterschiede verschiedener Gebiete vermitteln Angaben über die Häufigkeit von Stufenwerten der einzelnen Tagesmengen. Mit der Häufigkeitsanalyse ist eine sinnvolle Auflösung des Mittelwertes gegeben. Die Darstellung in logarithmischen Merkmalsskalen (1) die eine Rückführung der Veränderlichkeit der meisten meteorologischen Elemente auf allgemeine Gesetzmässigkeiten zulässt, ermöglicht bei Anwendung der Methode von ESSENWANGER (2) die Auflösung einer gegebenen Mischverteilung in Teilkollektive und damit eine witterungsklimatische Analyse der Mittel- und Streuwerte des Niederschlags. Dass die Zerlegung von Häufigkeitsverteilungen der Niederschlagsmenge in Gauss'sche Normalkurven selbst bei Zugrundelegung einer so komplexen Grösse wie der Niederschlagsmenge nach Tagessummen wertvolle Möglichkeiten zur meteorologisch deutbaren Auflösung des Mittelwertes und zum weltweiten Vergleich bietet, haben die Untersuchungen von SCHNEIDER-CARIUS (3) gezeigt.

2.2. Auswertung nach Einzelniederschlägen

Es würde den Erfordernissen niederschlagsphysikalischer, witterungsklimatologischer und hydrologischer Gegebenheiten besser gerecht, Häufigkeitsanalysen statt mit Termin- oder Tagessummen mit Mengen einzelner, zusammenhängender Niederschläge vorzunehmen. Es bleibt einer Definition vorbehalten, Unterbrechungen eines einzelnen Niederschlags während einer oder mehrerer Minuten in Abhängigkeit von der gesamten Dauer oder Menge unberücksichtigt zu lassen. Die Auswertung nach Einzelniederschlägen setzt Registrierung voraus. Eine Häufigkeitsanalyse der Niederschlagsbeobachtungen von Hohenpeissenberg aller Regenfälle aus der Zeit von II.1957 bis VI.1958 (Abb. 1) nach Tagessummen, Terminsummen (07, 12, 21 h) und Einzelniederschlägen, in Stufen einer exakten logarithmischen Skala dargestellt, die sich inhaltlich mit einer früher veröffentlichten, gleichartigen Darstellung über die Jahre 1950-1955 deckt (4) (S. 257), zeigt, dass die aus Tagessummen abge-

teten Maxima bei 3.6 mm und zwischen 7-15 mm nur vorgetäuscht sind und bei Aufteilung in Terminsummen auf 0.4 bzw. 2.5 mm, bei Einzelniederschlägen sogar die Bereiche 0.13, 0.8 und 2.0 mm rücken. Ein Vergleich dieses Spektrums, in dem das Niederschlagsregime des Alpenvorlandes charakterisiert ist, mit dem von Norddeutschland ⁽³⁾ (S. 201) zeigt anschaulich die zonale Variabilität der Niederschläge im Hinblick auf die Tagesmengen.



1 — Prozentuale Häufigkeitsverteilung von Niederschlagsmengen. Vergleich von Tagessummen (07 — 07^h), Terminsummen (07, 14, 21^h) und Einzelniederschlägen. Percental frequency distribution of precipitation amount. Comparison of diurnal sum, sum at fixed hour and individual precipitation.

Mängel der Niederschlagsregistrierungen

Aus dem Häufigkeitsspektrum (Abb. 1) wird ein Mangel bei den Niederschlagsregistrierungen mit Geräten nach dem meist verwendeten Syphontyp ersichtlich: vermögen kleine Niederschlagsmengen wegen der durch den Benetzungs- und dunstungseffekt im Sammeltrichter des Niederschlagsmessers entstehenden Verne nicht zu erfassen. Im Zeitraum 1950-1955 (1957-1958) konnten bei den Tagessummen 16 (21) %, bei den Terminsummen 24 (26) %, bei den Einzelniederschlägen sogar 42 % aller Fälle mengenmässig nicht ausgemessen werden. Die Ansprechhöhe der gebräuchlichen Typen von Niederschlagsmessern ist in den Sommermonaten bei etwa 0.2 mm anzusetzen. In den Wintermonaten kann bei dem elektrisch gasgeheizten Syphontyp mit einem Gesamtverlust von 15-20 % der Niederschlagsmenge gerechnet werden, die aus dem angewärmten Sammeltrichter durch Ver-

dunstung verloren gehen. Die Ansprechgrenze liegt dann, je nach der Intensität des Schneefalls, bei 0.3-0.4 mm. Der Schmelzprozess verfälscht die Aufzeichnung nach Intensität und Dauer. Auch bei Regen lässt die Zurückhaltung der zu Beginn eines Niederschlags fallenden Menge, die zunächst für die Benetzung des Sammeltrichters und der Wände aufgebraucht wird, eine genaue Erfassung der Niederschlagsdauer nicht zu. Damit wird für kleinere Mengen auch die einwandfreie Berechnung der Niederschlagsintensität ungenau.

2.4. Messtechnische Verbesserungen zur Erfassung der Niederschlagsmenge

Eine zeit- und mengengerechte Erfassung der Niederschlagsmenge ist durch Anwendung des Wägeprinzips möglich. Alle Mengen werden, je nach der Empfindlichkeit des Waage-Systems mehr oder weniger markant, sofort mit dem Beginn eines Regen- oder Schneefalls registriert. Eine Heizung zum sofortigen Schmelzen fester Niederschläge ist nicht erforderlich. Verdunstungsverluste aus dem Sammelgefäß werden aufgezeichnet und können bei der Auswertung in Abzug gebracht werden.

Systeme nach dem Prinzip der Neigungswaage sollten so dimensioniert werden, dass ihre Kapazität möglichst eine Monatsmenge, aber auch Starkregen in der zu erwartenden Höhe erfasst. Die Schreibhöhe lässt sich im Interesse einer möglichst detaillierten Aufzeichnung gegenüber der kontinuierlichen Abwärtsbewegung des Kessels durch geeignete Ausbildung des Wiegemechanismus vervielfachen. So wird bei dem wiegenden Regen- und Schneemesser nach FERGUSON⁽⁵⁾ bei einer Füllung des Kessels die Schreibhöhe viermal, abwechselnd auf und ab, geschrieben. Das Gerät von CONOVER⁽⁶⁾ wirft, wenn die Schreibhöhe unterschritten ist, Zusatzgewichte ab und kann in einer sägeförmigen Kurve den Ausschlag vervielfachen. Ein von NILSSON⁽⁷⁾ vorgeschlagenes Gerät kombiniert das Wägeprinzip mit dem di-

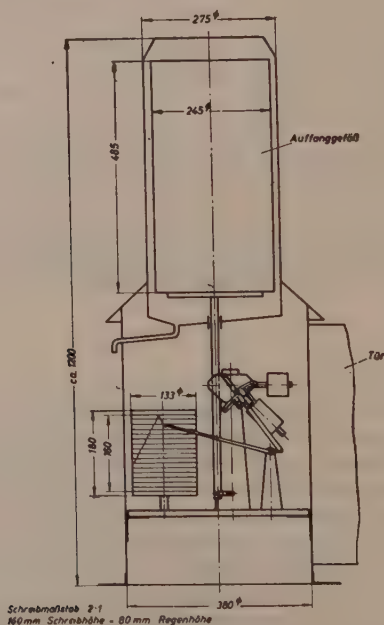


Abb. 2 — Niederschlagswaage Fuess (1959), schematisch. Fuess weight gage (1959), schematic view.

Tippe, die bei einer Füllung von 3 mm ausgelöst wird und den Wiegevorgang beliebig oft wiederholen lässt.

Eine vom Observatorium Hohenpeissenberg (975 m NN) angeregte und hier probte Neukonstruktion einer Niederschlagswaage von der Firma R. Fuess/Berlin-Regnitz registriert 160 mm Niederschlag in zwei Durchgängen, je 80 mm aufwärts und abwärts, auf einer Uhtrommel mit 1 Monat Umlauf (Abb. 2). Zu beachten ist

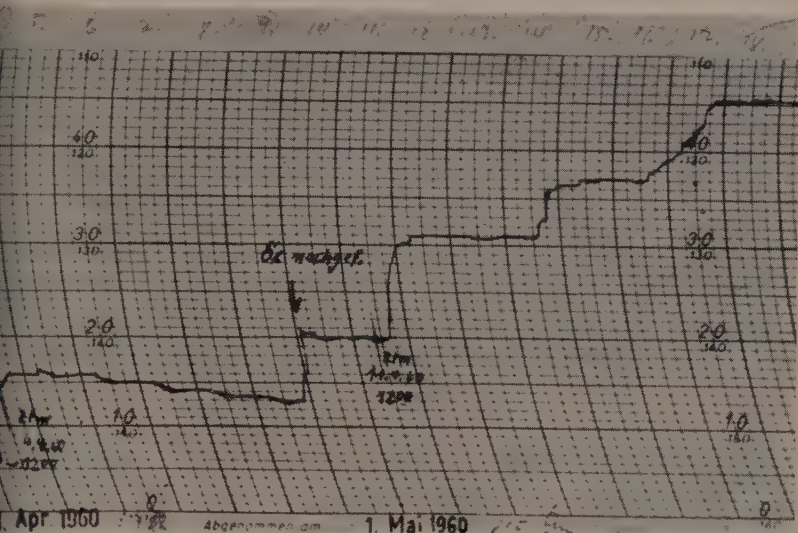


Abb. 3 — Ausschnitt aus einer Registrierung mit der Niederschlagswaage Fuess
Cut-out of a record with Fuess weight gage.

Bei derartigen Sammelmessungen das Einbringen einer ausreichenden Ölfüllung in den Sammelbehälter (mindestens 100 ccm) als Verdunstungsschutz. Eine Registrierung mit dieser Waage ist in Abb. 3 ausschnittsweise reproduziert. Sie lässt, trotz des geringen Zeitvorschubs, deutlicher als es die Tagesregistrierung mit Syphontyp

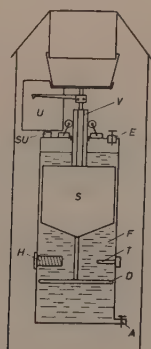


Abb. 4 — Niederschlagswaage nach Woelfle nach dem Aräometerprinzip für kleine Niederschlagsmengen (1959), schematisch. Woelfle oil float gage (areometer principle) for small precipitation amount, schematic view.

vermag, einzelne in der Struktur variierende Abschnitte des Niederschlagsprozesses erkennen. Für genauere zeitliche Zuordnungen bedarf es bei diesem Umlauf noch einer zusätzlichen Registrierung der Niederschlagsdauer.

Für kleinere Niederschlagsmengen entwickelte F. WOELFLE eine Niederschlagswaage nach dem Prinzip des Aräometers (Abb. 4), die ebenfalls auf dem Hohenpeissenberg erprobt wurde. Je nach Wahl des Durchmessers des Verdrängungszylinders (V) kann die Anzeigeempfindlichkeit weitgehend variiert werden. Bei dem hier eingesetzten Prototyp, dessen Kapazität zunächst auf eine Gesamtmenge von 4.5 mm Niederschlag begrenzt ist, werden 1 mm Niederschlag auf 14.8 mm Skalenhöhe aufgeschrieben. Der in Abb. 5 wiedergegebene Ausschnitt einer Registrierung von einer

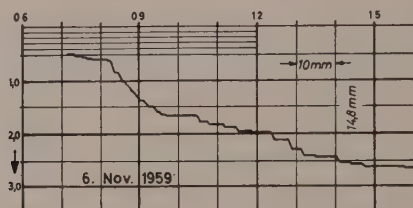


Abb. 5 — Ausschnitt aus einer Registrierung mit der Niederschlagswaage nach Woelfle. Cut-out of a record with Woelfle oil float gage.

Folge leichter schauerartiger Schneefälle, deren Ergiebigkeit mehrfach unter 0.1 mm blieb, vermittelt ein anschauliches Bild der Struktur und Variabilität dieses Niederschlags aus einer zellenartig aufgebauten, aufgleitenden Niederschlagsbewölkung. Die gleichzeitige Registrierung eines geheizten Hellmann-Niederschlagsschreibers (Syphontyp) lässt diese Struktur nicht erkennen, weil das Abschmelzen aus dem Sammeltrichter bis zum nächsten Schauer noch nicht beendet war.

Für Messungen, die eine noch genauere, minutengetreue Ableitung des Beginns und Endes eines Niederschlags erfordern, kann die Bestimmung der Niederschlagsdauer zusätzlich mit einem Gerät nach Abschnitt 3.2 erfolgen. Kleinere Mengen als 0.02 mm können nach der Tropfenbildmethode aufgezeichnet und eindeutig ausgewertet werden (siehe Abschnitt 5.2 und 5.3).

3. DIE NIEDERSCHLAGSDAUER

3.1. Bedeutung dieser Komponente.

Neben der Niederschlagsmenge ist als weiteres charakteristisches Merkmal der Niederschlagsstruktur und als Voraussetzung für eine exakte Bestimmung der Intensität die Niederschlagsdauer anzusehen. Über diese Komponente des Niederschlags liegen bisher nur wenige Angaben vor, obwohl die Gegenüberstellung von Niederschlagsmenge, Niederschlagstagen (= Tage mit messbarem Niederschlag) und der effektiven Niederschlagsdauer in klimatischer Sicht wichtige Aufschlüsse über die Variabilität des Niederschlagsregimes vermittelt und dem Hydrologen, dem Agrarmeteorologen und dem Bodenkundler notwendige Angaben über die Zeitdauer der Bodenbenetzung liefert. Orographische Einflüsse auf den Niederschlagsprozess wirken sich nicht nur mengenmässig, sondern auch auf seine Dauer aus. Die Kontrolle bei Versuchen zur künstlichen Beeinflussung der Niederschläge hat sich auch auf die Niederschlagszeiten zu erstrecken.

Angaben über die Niederschlagsdauer können den üblichen Registriergeräten mit einer Genauigkeit entnommen werden, die für Dauerniederschläge als hinreichend anzusehen ist, aber für Schauerniederschläge mit abnehmender Dauer immer geringer wird. Gerade die Starkregen, die oftmals in nur wenigen Minuten nieder gehen, verlangen zur Errechnung der Intensität eine möglichst minutengetreue Erfassung ihrer Dauer.

3.2. Messtechnische Erfassung der Niederschlagsdauer

Aus der Literatur sind eine Reihe von Konstruktionen bekannt, die eine weniger oder mehr exakte zeitliche Bestimmung des flüssigen Niederschlags zulassen (siehe den bibliographischen Bericht von KURTYKA (8), (p. 53-54), aber nur wenige Typen sind auch im Winter bei Schneefall verwendbar. Die Forderung nach Fernmessung schränkt die Auswahl weiter ein. Grundprinzip solcher Geräte ist, durch den fallenden Niederschlag einen Stromkreis zu schliessen und die Dauer des Stromschlusses zu registrieren. Ein Gerät von BARNOTHY und BELL (9) verwendet eine mit Papier isolierte Rolle, über die eine Drahtwicklung aufgebracht ist. Bei Befeuchtung des Papiers wird der Stromkreis geschlossen und nach Abtrocknung durch den geheizten Zylinder wieder unterbrochen. Gewisse Verzögerungen der Anzeige sind bei diesem System unvermeidlich, kleinste Mengen reichen nicht aus, die Isolierwirkung der Papierschicht aufzuheben. Vorschläge von SPRENGER (10) und von GESELLE und

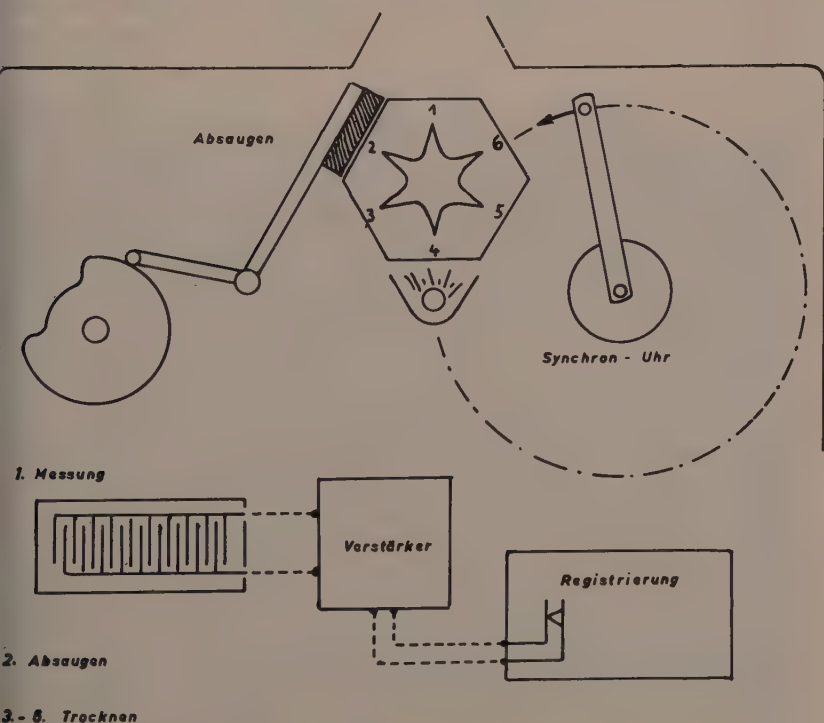


Abb. 6 — Registriergerät für die Niederschlagsdauer (1958), schematisch. Trace recorder for duration of precipitation, schematic view.

MATZKE ⁽¹¹⁾ nehmen in Kauf, dass der winterliche Niederschlag erst schmelzen und aus einem Sammeltrichter ablaufen muss, um die Kontaktgabe auszulösen.

Der im Observatorium Hohenpeissenberg entwickelte Dauerschreiber benutzt ein Prinzip, wie es ähnlich zur Auslösung eines Niederschlagsalarms verwendet wird ⁽¹²⁾, stellt aber die Ausgangsbedingungen in jeder Minute fortlaufend aufs Neue her (Abb. 6). Ein Block von 6 nicht-leitenden, aufgeheizten Kunststoffplatten, die mit zwei nebeneinander im Abstand von 1 mm laufenden Drahtwicklungen versehen sind, wird mit der obersten Platte für die Dauer einer Minute unter einer Öffnung von 3×15 cm exponiert. Fällt in dieser Zeit auch nur ein einziger Tropfen oder ein Schneeteilchen auf das Gitter, so wird ein Wechselstromkreis geschlossen und nach Verstärkung auf einem Chronographen registriert. Nach Ablauf dieser Minute wird der Block durch einen mit Synchronuhr angetriebenen Malteser-Trieb weiterbewegt und eine neue trockene Platte exponiert und in den Stromkreis geschaltet. Die befeuchtete Platte wird in Stellung 2 durch einen Filzstreifen abgesaugt und in den weiteren Minuten (Stellungen 3-6) durch Strahlung getrocknet. Nach Ablauf der sechsten Minute steht die erst exponierte Platte wieder getrocknet zur Verfügung. Die heute gegebenen Möglichkeiten elektronischer Verstärkung durch Transistoren gewährleisten einen einwandfreien Stromdurchgang auch bei Fernmessung über gewisse Entfernungen.

Mit dem Chronographen erfolgt eine unverzügerte minutengetreue Aufzeichnung aller Niederschlagszeiten (Abb. 7). Mehrmaliges Öffnen des Kontaktes während einer Minute deutet an, dass nur wenige und sehr kleine Niederschlagsteilchen fielen, die vor Ablauf dieser Minute auf der vorgeheizten Platte wieder verdampften. Das Gerät lässt sich zusätzlich auch zur Auslösung akustischer oder opti-

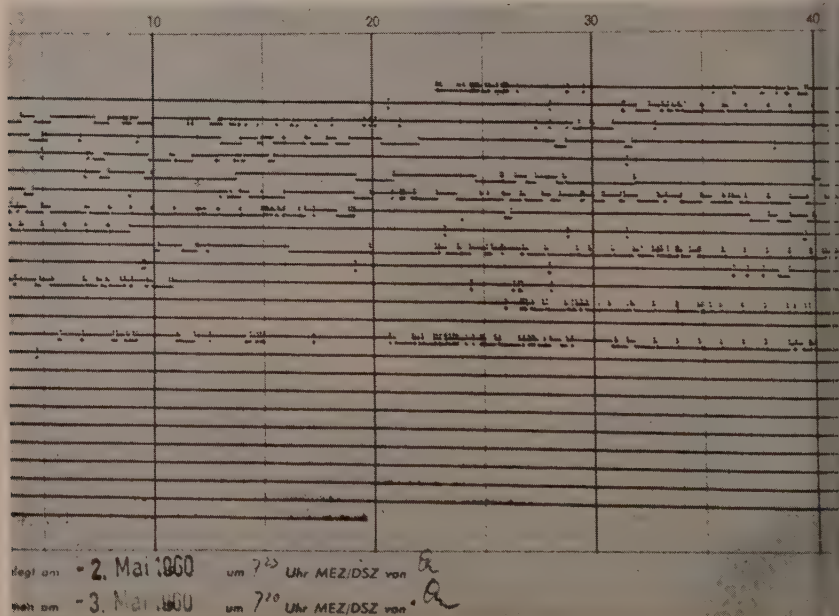


Abb. 7 — Ausschnitt aus einer Registrierung der Niederschlagsdauer. Cut-out of a record of duration of precipitation.

cher Warnsignale oder, durch Verwendung von Haftrelais, zur kontinuierlichen Anzeige länger dauernder Niederschläge über grössere Entfernungen verwenden.

Ebenso exakt kann die Niederschlagsdauer auch mit Tropfenbildern aufgezeichnet werden, wenn der Transport des präparierten Papiers und die Exposition kontinuierlich erfolgen, z.B. mit dem Scheibengerät von KOPP⁽¹³⁾. Zugleich wird mit dieser Methode ein Bild der Tropfenstruktur gewonnen. Wird jedoch die minutengetreue Analyse aller Intensitätsgrade des Niederschlags angestrebt, so muss diese Registrierung auf ablaufendem Band mit schnellem Papiervorschub erfolgen (siehe Abschnitt 5.3). Für Fernmessung sind diese Geräte jedoch nicht verwendbar.

4. DIE NIEDERSCHLAGSINTENSITÄT

4.1. Bezugsmaasse

Die Niederschlagsintensität ergibt sich aus der Menge des in einer Zeiteinheit fallenden Niederschlags. Schon das Verhältnis der Niederschlagsmenge eines Monats zur Zahl seiner Niederschlagstage liefert für klimatologische und hydrologische Betrachtungen einen nützlichen Einblick in die Niederschlagsdichte und seine regionalen Variationen. Die Bezugnahme auf die Zahl der Regenstunden vermag diese Charakteristik wohl zu verfeinern, reicht aber zur Beurteilung der Niederschlagsintensität, wie sie für viele praktische Fragestellungen gefordert wird, nicht aus. Gerade die hohen Intensitätsstufen, wie sie in Schauern auftreten, zeigen eine so schnelle Veränderlichkeit, dass der Zeitraum einer Minute als kleinste Zeiteinheit für die Darstellung der Intensität sinnvoll, wünschenswert und notwendig erscheint. Die Aufzeichnung des Niederschlags mit Geräten des Syphontyps lässt aus dem Steigungswinkel der Mengen-Kurve oder aus Berechnungen der pro Skaleneinheit aufgetragenen Menge noch einwandfreie Intensitätsbestimmungen für ein 5 Minutenintervall, allerdings nur für grössere Mengen, zu. Eine Zusammenstellung grosser Regenmengen in kurzer Zeit, für die Dauer von 1 Stunde bis weniger als 20 Minuten, wie sie in meteorologischen oder klimatologischen Handbüchern zu finden sind, z.B. in HANN-SÜRING⁽¹⁴⁾, zeigen, wie bei Reduktion der Intensitäten auf die Dauer einer Minute die Maßzahl der Intensität schnell anwächst. Aber die über eine kurze Zeitspanne wirklich vorkommenden Spitzenwerte der Intensität, wie sie bei der Beurteilung von Fragen der Bodenerosion oder der Entwässerung erforderlich sind, werden dabei ausgeglichen und verringert. Es erscheint sinnvoller, die Bestimmung der Niederschlagsintensität bereits bei der Messung auf die minimal vertretbare Zeitdauer einer Minute zu beziehen und je nach Fragestellung die Bezugnahme auf längere Zeiteinheiten durch Integration (nicht durch Extrapolation!) von Minutenwerten vorzunehmen. Umgekehrt ist es ebenso wenig vertretbar, Intensitäten von Niederschlägen, die nur wenige Minuten andauerten, etwa auf eine Stunde umzurechnen.

2. Erfassung der Niederschlagsintensität

Registriergeräte der Niederschlagsintensität, wie der gewichtsgesteuerte Syphonstyp von SPRUNG⁽¹⁵⁾ oder der durchfluß-gesteuerte von JARDE⁽¹⁶⁾ haben nur eine beschränkte Anwendung gefunden und lassen keine Fernmessung zu.

Mit dem Ziel, die Niederschlagsintensität pro Minute fortlaufend zu erfassen und durch Fernübertragung automatisch zu registrieren, wurde im Observatorium Höhenpeissenberg ein Gerät entwickelt und erprobt, dessen Funktion in Abb. 8 dargestellt ist. Der aus dem Sammeltrichter durch eine kalibrierte Öffnung abtropfende Niederschlag schliesst mit jedem Tropfen einen Stromkreis, der nach elektro-

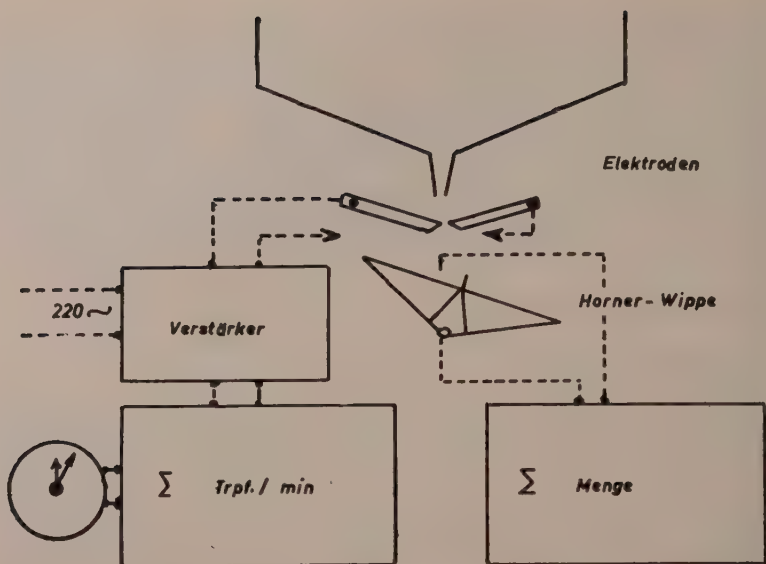


Abb. 8 — Registrierung der Niederschlagsintensität/min nach dem Impulsverfahren (1958), schematisch. Rate of rainfall record by drop impulse counting, schematic view.

nischer Verstärkung das Zählrelais eines Integrators betätigt. Bei Verwendung von Elektroden aus Kohle oder, besser noch, aus nicht-rostendem V2A-Stahl ist eine Beeinträchtigung des Stromdurchgangs durch Korrosion infolge der immer gegebenen Verschmutzung des Niederschlagswassers vorgebeugt. Um elektrolytische Vorgänge auszuschließen, ist dieser Stromkreis mit Wechselstrom zu speisen. Bei Verwendung von Gleichstrom wäre die Kontaktauslösung nach kurzer Betriebszeit nicht mehr gewährleistet. Der sehr einfache Transistorverstärker wurde nach Angaben von FINK (Deutscher Wetterdienst, Instrumentenamt München) ⁽²⁴⁾ geschaltet. Die Zählung der Impulse erfolgt mit dem Summenschreiber nach *Robitzsch* (Hersteller R. Fuess, Berlin-Steglitz) in senkrechten Säulen. Nach Ablauf einer Minute fällt die Schreibfeder auf die Null-Linie zurück und wird die Schreibtrommel

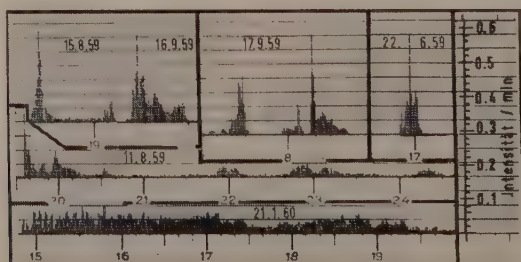


Abb. 9 — Ausschnitte aus Registrierungen der Niederschlagsintensität nach dem Impulsverfahren. Cut-out of recordings of precipitation intensity by drop impulse counting.

um eine Zeiteinheit weiterbewegt. Damit beginnt die Zählung von neuem. Werden die abfallenden Tropfen noch in die Sammelgefäße einer Horner-Wippe geleitet, so kann gleichzeitig die Niederschlagsmenge nach bekanntem Verfahren erfasst werden. Beispiele der Registrierung von Intensitäten/min sind in Abb. 9 wiedergegeben.

Das Volumen der ablaufenden Tropfen kann durch verschiedene Ausbildung des Ablaufstutzens variiert werden. Bei dem vorliegenden Prototyp wurde es zu 0.083 g/Tropfen ermittelt. Die weitgehende Konstanz des Tropfengewichts derartiger Abtropfvorrichtungen ist von der chemischen Mengenanalyse tropfbarer Flüssigkeiten her bekannt. Eventuelle Temperatureinflüsse auf das Tropfengewicht können durch Reduktion des gezählten Messwertes berücksichtigt werden. Die mit 150 Kontakten Schreibhöhe des Summenschreibers begrenzte maximale Zählrate liegt bei 12.5 g bzw. 0.625 mm Niederschlag pro Minute. Damit dürfte die Erfassung der häufigsten in den gemässigten Breiten vorkommenden Intensitätsstufen gesichert sein. Ein sicheres Abtropfen, bevor das Abfließen aus dem Trichter in einen kontinuierlichen Strahl übergeht, konnte bis zu etwa 200 Tropfen/min beobachtet werden. In aussergewöhnlichen Fällen zu erwartende höhere Intensitätsraten werden dann noch durch die Wippe erfasst. Von einer Zählrate von 30 Kontakten/min ab müssen die während des Minutenwechsels unterdrückten Kontakte durch ein Korrektionsglied berücksichtigt werden. Bei leichten Niederschlägen beginnt die Zählung erst nach Benetzung des Trichters mit dem Abfließen des ersten Tropfens aus dem Sammeltrichter. Durch elektrische Heizung des Trichters wird auch fester Niederschlag sofort zum Schmelzen und Abtropfen gebracht, so dass das Gerät auch bei Schneefall in Betrieb gehalten werden kann. Die hierbei unvermeidlichen erhöhten Verluste durch Verdunstung aus dem Sammeltrichter setzen die aufgezeichneten Intensitätsraten etwas herab.

Das Verfahren der Impulsmessung lässt alle Möglichkeiten zur Fernmessung in Verbindung mit automatischen Wetterstationen zu. Die Übertragung der Impulse kann über grössere Entfernungen erfolgen. Die Impulse können sowohl als Intensitätsmaß pro Zeiteinheit oder fortlaufend als Maß der Niederschlagsmenge gezählt werden. Durch Verwendung eines Impulsraffers kann die Zahl der Impulse für die Mengenummessung beliebig reduziert werden. Durch Zuschaltung weiterer Integratoren kann gleichzeitig die Auswertung auf andere, längere Zeiteinheiten (z.B. 5 min) vorgenommen werden, wobei die Reduktion der Impulse durch Verwendung eines Impulsraffers zweckmässig ist.

Nach ähnlichem Prinzip arbeitet der kürzlich von ADKINS⁽¹⁷⁾ vorgeschlagene Intensitätsmesser. Die ablaufenden Tropfen lösen beim Durchgang durch ein Drahtnetz Stromschlüsse aus, die auf einen Tintenschreiber geleitet werden. Eine bei MIDDLETON und SPILHOUS⁽¹⁶⁾ erwähnte, durch das Meteorological Office, London, hergestellte Type dürfte der Hohenpeissenberger Ausführung weitgehend entsprechen. Eine Beschreibung dieses Typs ist aus der Literatur nicht bekannt.

2. ERFASSUNG DER TROPFENSTRUKTUR

2.1. Bedeutung der Messungen

Variationen in der Niederschlagsintensität können sowohl durch Änderungen der Tropfenzahl als auch der Tropfengrösse hervorgerufen werden. Andererseits können sich diese beiden Grössen ändern, ohne dass dies in der Intensität zum Ausdruck kommt. Abb. 10 zeigt schematisch die verschiedenen Möglichkeiten und die Auswirkung von Variationen der Tropfenstruktur auf die Intensität. Aus der Tropfengrösse können wichtige Folgerungen auf den Aufbau der Niederschlagsbe-

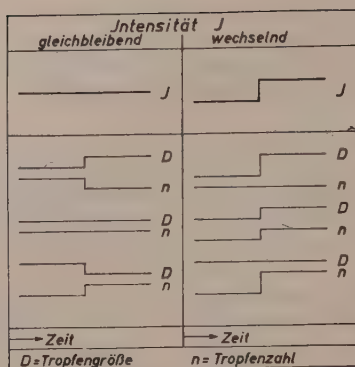


Abb. 10 — Änderungen der Niederschlagsintensität (J) mit der Tropfenzahl (n) und der Tropfengröße (D), schematisch. Variations of the rate of precipitation (J) by particle concentration (n) and median volume diameter (D), schematical.

wölkung, aus der Tropfenzahl auf ihren Wassergehalt gezogen werden. Von der Tropfengröße hängt die Befeuchtung des Bodens und die Bodenerosion ab ⁽¹⁸⁾. Für viele technische Probleme, besonders in der Bautechnik, in der Raketenballistik und in der modernen Flugtechnik gewinnt die Tropfenstruktur des Niederschlags zunehmende Bedeutung. Die Tropfengrößen können von Bruchteilen eines Millimeters bis nahe 10 mm Durchmesser (entsprechend etwa 0.5 g) und mit zunehmendem Gewicht die Fallgeschwindigkeiten zwischen 1 und 10 m/sec variieren. Entsprechende Wirkungen sind von der kinetischen Energie des fallenden Tropfens bei seinem Aufprall am Boden zu erwarten. Die Erfassung der kleinsten Niederschläge ist nur über die Tropfenstruktur möglich.

5.2. Messtechnische Anforderungen

Wenn auch die moderne Radartechnik die Feststellung der in einem Niederschlagsgebiet herabfallenden Tropfen nach ihrer vorherrschenden Grösse zulässt, so verlangt die Erfassung der Tropfenstruktur nach Menge, Größenverteilung und Variation ihrer Komponenten noch immer die zwar einfache, aber in der Auswertung etwas umständliche Methode der Aufnahme von Tropfenbildern (WIESNER, LENARD, DEFANT, BECKER, NIEDERDORFER, NEUBERGER, ANDERSON, KOBAYASHI u.a.) Messverfahren, die nur die Tropfenzahl erfassen (z.B. SCHINDELHAUER, TAKACS & ZSOLNAI) vermögen zwar die Anzahl der Tropfen und jede, auch die kürzeste Dauer von Kleinstniederschlägen festzuhalten, lassen aber das zweite charakteristische Merkmal der Tropfenstruktur, die Tropfengröße, unberücksichtigt.

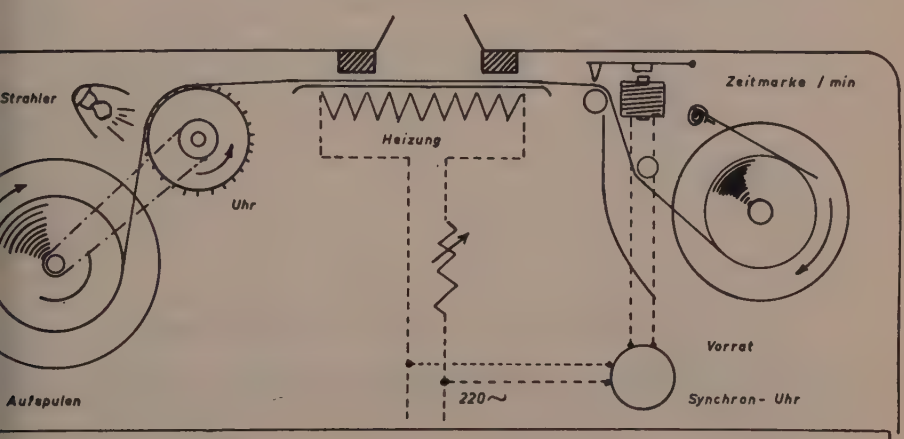
Die von BLANCHARD ⁽¹⁹⁾ und von LAMP ⁽²⁰⁾ vorgeschlagenen Tropfenschreiber exponieren automatisch die Fangflächen nur in gewissen Zeitabständen (z.B. nach jeweils 10 min) und für eine kürzere Zeitdauer (z.B. 5 oder 10 sec). Sie vermitteln damit nur Stichproben. Für die Aufnahme von Schneeproben zur Kristallanalyse nach Schattenbildern hat sich eine von ARAKAWA und HIGUCHI ⁽²¹⁾ vorgeschlagene Schatten-Box, bei der die auf einer Glasplatte aufgefangene Schneeprobe durch Kontaktphotographie auf Papier oder Film in natürlicher Grösse festgehalten wird, gut bewährt.

Zur genauen Erfassung der Intensitätsschwankungen jeder möglichen Grössenordnung und, bei kleinsten Niederschlägen, der Gesamtmenge, ist aber eine kontinuierlich bewegte und ausreichend grosse Auffangfläche und, wegen der in Schar

ern auftretenden erheblichen Dichte, ein schneller, eventuell variabler Zeitvorschub der abbildenden Unterlage notwendig. Die kontinuierlich auffangenden Scheibengeräte (¹³), auf die schon im Abschnitt 3.2 hingewiesen wurde, reichen für eine Tropfenanalyse nicht aus, weil ihr Auffangsspalt und der Zeitvorschub zu klein sind. Dagegen entspricht der Regentropfenspektograph von BOWEN und DAVIDSON (²²), der die einfallenden Tropfen durch ein Gebläse zur Registrierung schon nach ihrer Grösse sortiert, weitgehend diesen Anforderungen.

5.3. Ein neuer Tropfenbildschreiber

Der Hohenpeissenberger Tropfenbildschreiber (Abb. 11) transportiert mittels Synchronuhr ein perforiertes und präpariertes Papierband von 134 mm Breite unter einem Spalt von $2 \times 10 = 20 \text{ cm}^2$ Öffnung mit einer Geschwindigkeit, die wahlweise auf 2, 5 oder 10 cm/min eingestellt werden kann, vorbei. Die geheizte Auf-



— Kontinuierliche Registrierung der Tropfenstruktur durch Tropfenbilder, schematisch. Drop recorder for continuous sampling of raindrops, schematical view.

lage sowie ein zusätzlicher Strahler trocknen die Tropfen, bevor das Band von einer mit dem Uhrwerk über eine Rutschkuppelung gekoppelten Rolle wieder aufgespult wird. Ein Zeitgeber markiert auf dem vordrucklosen Streifen jede Minute mit einer Zeitmarke. Die 100 m-Rollen reichen bei einem Vorschub von 2 cm/min für eine ununterbrochene Registrierung über $3\frac{1}{2}$ Tage. Eine anfangs vorgesehene Walze zur selbsttätigen Einfärbung des Papiers mit Pyoktanin, Eosin oder anderen geeigneten wasserlöslichen Färbemitteln konnte wieder ausgebaut werden, nach dem von der Firma Blumberg-Lintorf bei Düsseldorf durch roten Farbstoff wischfest präparierte Papierrollen angeliefert wurden (Handelsbezeichnung 9 R 60 S). Die Aufzeichnung von Schneeniederschlägen hebt sich von der von Regentropfen durch die Form der abgebildeten Partikel, die oftmals noch die Kristallstruktur erkennen lassen, deutlich ab. Die Inbetriebsetzung erfolgt entweder von Hand, wenn nach dem Himmelsbild Niederschlag zu erwarten ist oder, ev. zusätzlich, falls das Einschalten von Hand unterlassen wurde, durch einen von dem Niederschlagsdauerschreiber (siehe Abschnitt 3.2) automatisch bei den ersten fallenden Niederschlagsteilchen ausgelösten Kontakt.

Tropfenregistrierungen vermitteln einen umfassenden Einblick in die Niederschlagsstruktur und geben Auskunft über Tropfengrösse, Tropfenzahl, Art des Niederschlags, Intensität und Menge. Parallelmessungen vermögen darum auch die räumliche Variabilität der Niederschlagsstruktur in allen Einzelheiten darzustellen. Die Auswertung dieser Aufzeichnung, die Ausmessung und Auszählung aller Tropfen oder die einer charakteristischen Testfläche jeder Minute erfordert einen erheblichen Arbeitsaufwand, der allerdings für die Ableitung der Tropfenstruktur und der Mengen kleinster Niederschläge, die unter der Ansprechgrenze der üblichen Geräte liegen, gerechtfertigt ist. Ergebnisse ausgewerteter Tropfenregistrierungen von kleinsten Niederschlägen hinsichtlich ihrer Menge, Dauer, Intensität und Tropfengrösse wurde an anderer Stelle vorgelegt ⁽²³⁾. Ein Ausschnitt aus einer Auswertung von Dauerregen nach Tropfenzahl und Tropfengrösse ist in Abb. 12 wiedergegeben. Sie veranschaulicht die aus dem Aufbau der Niederschlagsbewölkung sich ergebenden Variationen der Tropfenstruktur.

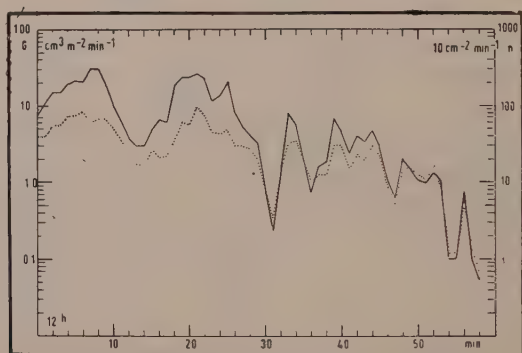


Abb. 12 — Variabilität der Niederschlagsintensität/min ($G \text{ cm}^3/\text{m}^2$) und der Anzahl der Tropfen/min ($n/10 \text{ cm}^2$). Variability of rate of rainfall and number of particles per minute.

LITERATUR

- (1) GUSS, H.: Über die Bildung typischer Mittel- und Schwankungswerte in der Klimatologie. *Ann. Meteor.* 7, 126-133 (1955).
- (2) ESSENWANGER, O.: Neue Methode der Zerlegung von Häufigkeitsverteilungen in Gauss'sche Normalkurven und ihre Anwendung in der Meteorologie. *Ber. Dt. Wetterd.* 1, No. 10 (1954). — Tafeln zur Häufigkeitszerlegung mit Anwendungsbeispielen. *Ber. Dt. Wetterd.* 5, No. 39 (1957). — Frequency Distribution of Precipitation, 2, Conf. on the Physics of Precipitation, Woods Hole, Mass., June 1959. *Monogr. No. 5. Amer. Geoph. Union* 271-279 (1960). — Linear and logarithmic scale for frequency distribution of precipitation. *Geofis. pura appl. Milano* 45, 199-214 (1960).
- (3) SCHNEIDER-CARIUS, K.: Zur Frage der statistischen Behandlung von Niederschlagsbeobachtungen. *Z. f. Meteor.*, 9, 129-135, 193-202, 266-271 (1955). — (Zus. mit O. Essenwanger): Analyse von Niederschlagswahrscheinlichkeiten aus gewählter Stationen Vorderindiens. *Geofis. pura appl. Milano* 30, 205-221 (1955).
- (4) GRUNOW, J.: Zur Erfassung und Statistik der kleinsten Niederschläge. *Geofis. pura appl. Milano*, 33, 251-261 (1956).
- (5) FERGUSON S.P.: Improved gages for precipitation. *Monthl. Weather Review* 49, 379-386 (1921).
- (6) J.H. CONOVER führte dem Verfasser dieses Gerät im Einsatz beim Blue Hill Observatory Harvard University, Milton, Mass., im Juni 1959 vor.
- (7) NILSSON F.: Ein neues Instrument für genaue Niederschlagsregistrierung. *Meteor. Z.* 54, 72-75 (1937).

- ⁸⁾ KURTYKA, J.C. : Precipitation Measurements Study. Methods of Measuring Precipitation for Use with the automatic Weather Station. — State Water Survey Div. Urbana, Illinois. Report of Investigation No. 20 (1953).
- ⁹⁾ BARNOTHY, J. and B. BELL : Regenanzeiger für minimale Niederschlagsmengen. — *Z.f. Instrumentenkunde*, 55, 264-265 (1935).
- ¹⁰⁾ SPRENGER, K. : Elektrisches Niederschlagsmeldegerät. *Z.f. Meteorologie*, 2, 343-344 (1948).
- ¹⁾ GESELLE, P. und H. MATZKE : Ein Gerät zur Registrierung der Niederschlagsdauer. *Z.f. Meteorologie*, 9, 150-153 (1955).
- ²⁾ Météorologie Nationale : — Notice sur le détecteur « Avertisseur » de précipitations, modèle M.N. 1948 — M.N., Paris Etablissements Central de la Météorologie. June, 1949. — Instruction concernant le montage et l'entretien du détecteur de précipitations, modèle M.N. 1948. — M.N., Paris, C.T.M. Secrétariat gén. à l'aviation civile et commerciale. Jan. 1950.
- ³⁾ KOPP, W. : Niederschlagsanalysen mit dem Tropfenschreiber. *Ber. Dt. Wetterd. US-Zone*, 2, Nr. 12, 241-247 (1950). — Auswertungen von Tropfenschreiberregistrierungen und Vergleich der Registrierungen benachbarter Stationen. *Ber. Dt. Wetterd. US-Zone*, 5, Nr. 35, 312-316 (1952). — Der Regenbildschreiber. *Met. Rdsch.* 7, 102-103 (1954).
- ⁴⁾ HANN-SÜRING : Lehrbuch der Meteorologie. 5 Aufl., Leipzig 1939. S. 479.
- ⁵⁾ SPRUNG, A. : Über die automatische Aufzeichnung der Regenintensität. *Das Wetter*, 22, 56-58 (1905).
- ⁶⁾ JARDE, R. : Un pluviograph d'intensitars. Barcelona 1921. — MIDDLETON & SPILHAUS : Meteorological instruments. 3. Ed. 1953, 125-126. — ROSSMAN, C.G. & J. Mc C. WARDLE : The Hudson design — Jardi type recording rain intensity gage and rainfall totalizer. *Amer. Met. Soc. Bull.* 30, 97-103 (1949).
- ⁷⁾ ADKINS, C.J. : A rate-of-rainfall recorder. — *Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc.* 85 419-420 (1959).
- ⁸⁾ KURON, H. und H.J. STEINMETZ : On the whirling effect of rain drops as one cause of soil erosion. IUGG, IAH, Publ. No. 43, Gen. Ass. Toronto 1957, 115-121 (1958). Siehe auch weitere Berichte aus der Sitzung der Kommission für Bodenerosion der IAH vom 9. — 11.9.1957 in Toronto.
- ⁹⁾ BLANCHARD, D.C. : Raindrop size distribution in Hawaiian rains. *Journ. Meteor.* 10, 457-473 (1953). — Discussion of raindrop distributions made during project shower, Hawaii, 1954. In : H. WEICKMANN und W. SMITH : Artificial Stimulation of Rain. Proc. of the first Conf. on the Physics of cloud and precipitation particles. Pergamon Press, London — New York — Paris, 213-223 (1957).
- ¹⁰⁾ LAMP, R. : Das Tropfenspektrum in Niederschlägen und die Radar-Reflektivität nach fremden und eigenen Messungen. *Beitr. Phys. Atm.* 30, 223-245 (1958).
- ¹⁾ ARAKAWA, K. & K. HIGUCHI : Studies on the freezing of water (I). J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. II, 4, No. 3, 201-208 (1952). — HIGUCHI, K. : A new method for the simultaneous observation of shape and size of a large number of falling snow particles. *Journ. Meteor. Tokyo*, 13, 274-278 (1958).
- ²⁾ BOWEN, E.G. und K.A. DAVIDSON : A raindrop spectograph. *Quart. Journ. Roy. Met. Soc.* 77, 445-449 (1957).
- ³⁾ GRUNOW, J. : The structure of minute precipitation. 2. Conf. on the Physics of Precipitation, Woods Hole, Mass., June 1959. *Monogr. No. 5. Amer. Geoph. Union.* 104-109 (1960).
- ⁴⁾ FINK, C. : Der Regenintensitätsschreiber. *Meteor. Rdsch.* 13, 180-182 (1960).

ERGEBNISSE MEHRJÄHRIGER MESSUNGEN VON NIEDERSCHLÄGEN AM HANG UND IM GEBIRGE

Von Dr. J. GRUNOW

Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Hohenpeissenberg

ZUSAMMENFASSUNG

Alle Niederschlagsbetrachtungen der Hydrologie legen die Erdoberfläche als Bezugsniveau und das Einzugsgebiet als Bezugsfläche zugrunde. Aus dieser Betrachtungsweise ergeben sich für die Erfassung des Niederschlags meßtechnische Forderungen, die an Hand von Messungen des Meteorologischen Observatoriums Hohenpeissenberg diskutiert werden. Der Störeffekt des Windes bewirkt einen Fehlbetrag von etwa 12 % der Jahresmenge. Bei Messungen mit Totalisatoren erhöht sich der Fehlbetrag noch um die Volumenkontraktion ungesättigter Lösungen und, bei nicht genügender Ölzugabe, durch Verdunstung aus dem Sammelbehälter. Eine ausreichende aerodynamische Neutralisierung der Auffangflächen ist in ebenem Gelände und am Hang durch den flexiblen Windschirm nach *Alter* möglich. Der Hangeffekt bewirkt auf der Luvseite einen mit der Windstärke und bei Schnee sich steigenden Fehlbetrag von durchschnittlich 14 %, auf dem Leehang einen Mehrbetrag von rund 10 %, der durch hangparallele Messung zu eliminieren ist. Die Güte der Messung kann durch geschützte Aufstellungen verbessert werden. Die Ableitung des Gebietsniederschlags setzt repräsentative Messplätze voraus, die nach den Ablagerungen der Schneedecke auszuwählen sind. Die im Gebirge verstärkten Wind- und Reliefeffekte schliesen die Verwendung von Bodenwellen, Kesseln und anderen zu grossräumiger Verwirbeln neigenden Plätzen zu repräsentativer Messung aus.

SUMMARY

Hydrological precipitation research relates to ground surface as reference level and to drainage area as reference surface. Regarding this outlook precipitation measurement has to attend to some points of view which are discussed with respect to studies carried out on Mount Hohenpeissenberg (Upper Bavaria) at an altitude of 3200 ft and in the Bavarian Alps. By influence of wind the catchment of precipitation shows a deficiency of nearly 12 % of annual amount. Using totalizers further deficiency is given by volume contraction in unsaturated solutions and by evaporation throughout an insufficient oil layer. Minimizing the influence of wind by aerodynamical neutralization of the gage orifice a flexible shield of the *Alter* type was found favorable in plain and hilly area as well as in mountain regions. By the slope effect catchment of precipitation on the windward side is decreased at nearly 14 % depending on wind velocity and state of precipitation particles, and on the lee side increased at about 10 %. This deviation can be eliminated by catching parallel to slope. The quality of measurement can be improved by locations out of the wind. For derivation of the areal precipitation, the gage has to be set up on locations representative of a part of this area. These locations can be ascertained according to the accumulation of snow on ground. In mountain regions the relief and wind effects are intensified. All places increasing the turbulence of airflow are unsuited for representative measurement of precipitation.

1. VORBEMERKUNG

Der Niederschlag als hydrologischer Faktor erfordert, abweichend von der meteorologischen Betrachtungsweise, die Beachtung zweier wichtiger Gesichtspunkte (1):

a) Der Hydrologe legt als *Bezugsniveau* die *Erdoberfläche* zugrunde. Der des Erdboden zufallende Niederschlag (Niederschlagsauftrag, « Wasserdargebot » (1) « hydrologischer » Niederschlag (2)) unterscheidet sich von dem in den Stationsnetzen in einer gewissen Höhe über dem Erdboden gemessenen « meteorologischen » Nieder-

schlag, der sich auf eine ideale horizontale Oberfläche bezieht. Ursache dieser Differenz sind Störeffekte des Windes und der Hangeffekt.

b) Der Hydrologe denkt in *Einzugsgebieten*. Der Gebietsniederschlag wird von der Kontinentalität (Entfernung des betrachteten Gebietes vom Meer), der Orographie (der Exposition zu den niederschlagbringenden Luftströmungen und den daraus resultierenden Reliefeffekten), der Höhenlage und dem Bestand des Geländes bestimmt (3).

Über die aus dieser Betrachtungsweise sich ergebende Problematik der Niederschlagserfassung wurde schon früher berichtet (4). Als ein Beitrag zur Beurteilung der Grössenordnung dieser Effekte in hydrologischer Sicht werden hier Ergebnisse von Niederschlagsmessungen mitgeteilt, die vom Meteorologischen Observatorium Hohenpeissenberg im Alpenvorland und im Alpengebiet durchgeführt wurden.

2. DER STÖREFFEKT DES WINDES

2.1. Der Jevons-Effekt

Der nach *Jevons* benannte Störeffekt, dass die Niederschlagsteilchen durch eine am Auffanggefäss des Niederschlagsmessers wirksam werdende Aufwärtskomponente nicht ungestört in das Sammelgefäss fallen, sondern zum Teil darüber hinweggeführt werden, bewirkt, dass die über dem Erdboden aufgefangene Niederschlagsmenge geringer ist, als sie der repräsentierten Erdoberfläche zufällt. Je nach der Auffanghöhe, nach Grösse bzw. Gewicht der Niederschlagsteilchen und nach Lage des Messplatzes in Bezug auf das Windklima betragen diese Differenzen in tieferen Lagen 5-10 %, steigern sich aber im windexponierten Küstenklima (*Braak*) bis zu 30 % und im Gebirge (*Koschmieder*) auf ein Vielfaches der in 1-2 m Höhe aufgefangenen Mengen.

2.2. Messungen in ebenem Gelände

Die Hohenpeissenberger Vergleichsmessungen auf dem ebenen Hauptfeld ergaben im Durchschnitt des Zeitraumes Mai-Oktober 1951-1959 für das Stationsgerät einen Gebirgsniederschlagsmesser 500 cm² (H 500) in 2.1 m Höhe einen Fehlbetrag von rd. 10 %, bei einem Vergleichsgerät Hellmann 200 cm² (H 200) in 1.5 m Höhe ein Defizit von 9 % gegenüber den am Boden aufgefangenen Mengen (H B) (Tab. 1). Je nach den mit der Wetterlage wechselnden Strömungsverhältnissen am Meßplatz, der von SE bis SW von Bäumen umgeben ist, zeigt das Verhältnis der einzelnen Monatssummen Streuungen zwischen 79 und 102 %, die sich um den Mittelwert annähernd nach einer Gauss'schen Verteilung ordnen und damit eine Gesetzmässigkeit andeuten (Tab. 2). Stellt man die Verhältniszahlen in Abhängigkeit vom Monatsmittel der auf dem Dach, ca. 120 m vom Hauptfeld entfernt gemessenen Windgeschwindigkeit dar, so zeigen sie ebenfalls, wie die aus Tagessummen abgeleiteten Werte von *KOSCHMIEDER* und *BRAAK*, dass sich der Messfehler mit der Windgeschwindigkeit vergrössert. Die Abweichungen betragen bei einem Monatsmittel der Windgeschwindigkeit

von	2.5	3.0	3.5	4.0	Beaufort-Graden
durchschnittlich	7.5	10	13.5	18	%

In den Wintermonaten sind derartige Vergleichsmessungen nicht durchführbar, weil das versenkte Sammelgefäss durch Treibschnee gefälschte Angaben liefert. Das winterliche Messdefizit in 2 m Höhe wird unter den gegebenen Verhältnissen auf 12 % geschätzt.

2.3. Messungen mit Totalisatoren

Bei den im Gebirge eingesetzten Totalisatoren wirkt sich dieser Störeffekt, soweit er nicht durch einen Windschutz eliminiert wird, gleichsinnig und sogar noch stärker aus. Ein in 2.1 m auffangender Totalisator nach *Haeuser* (200 cm²) (T H), wie er im deutschen Stationsnetz allgemein verwendet wird, wies für die Regenzeit (Mai bis Oktober) 1956-1959 gegenüber dem Bodenregennmesser (H B) ein Defizit von 13.7 % auf. Die Vermutung, dass bei diesem Typ der unmittelbar an der Auffangfläche ansetzende Konus durch die Neigung zu Kappenbildung bei feuchtem Schnee und durch eine verstärkte Aufwärtskomponente der Luftströmung an der Auffangfläche dieses Defizit begünstigt, konnte durch Vergleichsmessungen seit März 1958 mit einem als Totalisator betriebenen Gebirgsniederschlagsmesser nach *Kostlivy*, 500 cm², (T H Ö), wie er im österreichischen Netz in Betrieb ist, nicht bestätigt werden. Die Vergleichsmessungen ergaben

	im Gebirgsniederschlagsmesser Hellmann 500 cm ²	Totalisator nach Haeuser	Gebirgsniederschlagsmesser Kostlivy (als Totalisator)
für die Zeit von	H 500	T H	T H Ö
IV. 58-XII. 59 :	1668	1617	1586 mm
das sind	100	97.0	95.2 %

Die Differenz zwischen beiden Totalisatoren kommt durch geringere Mengen im *Kostlivy*-Totalisator während der Wintermonate zustande, während bei Regen die in beiden Sammlern aufgefangenen Mengen praktisch gleich waren. Auch das von TOLLNER und PAULCZYNSKI⁽⁵⁾ mit 18.7 % festgestellte Messdefizit bei Geräten mit Terminmessung gegenüber den monatlich nur einmal entleerten Totalisatoren, das dem Benetzungseffekt zugeschrieben wird, fand damit zunächst keine Bestätigung.

Es wird meist übersehen, dass die Messergebnisse von Totalisatoren, sofern sie mit einer CaCl₂-Lösung als Gefrierschutz beschickt werden, wegen der Kontraktion des Niederschlagsvolumens bei ungesättigten Lösungen noch einer Korrektur bedürfen. Deren Größenordnung HEIGEL⁽⁶⁾ durch systematische Versuche ermittelt hat. So wird z.B. bei einer Füllung mit 5 Liter Lösung das Volumen von 150 mm Niederschlag um 9 %, von 100 mm um 12 %, von 50 mm Niederschlag um 17 % vermindert. Diese Beträge wären den jeweiligen Monatssummen, soweit eine Gefrierschutzlösung verwendet wurde, zuzuschlagen, um den wahren Messwert zu erhalten. Für den Totalisator nach *Haeuser* (T H) errechnet sich für die Zeit von VIII. 1956 bis XII. 1959 ein Zuschlag von 52.3 mm, das sind 5.9 % der in dieser Zeit aufgefangenen Gesamtmenge. Aus dem Vergleich zwischen dem Normalgerät (H 500) und dem Monats-totalisator *Haeuser* (T H) ergibt sich dann ein anderes Bild:

	Jahr	Mai-Oktober	November-April	
T H/H 500	100.2	96.0	108.4	%.

Die im Winter im Totalisator gemessenen Mengen liegen höher als im Tagesmesser, weil die Gefrierschutzlösung den Schneeniederschlag sofort bindet und weil Benetzungsverluste, die den Ertrag der Tagesmesser herabsetzen, nicht auftreten. Im Sommer bleibt ein Defizit von 4.0 % (statt 4.7 %) und, im Vergleich zum Boden-

regmesser (H B), von 13.0 % (statt 13.7 %) bestehen, das auf die ungünstigere aerodynamische Wirkung des Totalisatorkonus, aber auch auf Verdunstung aus dem Kessel zurückzuführen ist, die bei nicht genügender Ölfüllung recht erheblich sein kann, wie Registrierungen mit einer Niederschlagswaage auf dem Hohenpeissenberg belegen.

2.4. Messungen am Hang

Anders liegen die Verhältnisse im geneigten Gelände bei Messungen auf dem Hang. Ein Vergleich horizontal auffangender Geräte mit versenkten Aufstellungen auf den Hängen des Hohenpeissenberges ergab

für den Nordhang (15°) im Durchschnitt		
Mai bis Oktober 1951-1958	(1.5/0 m)	93.8 %,
1955-1958	(2.0/0 m)	90.5 %,

für den Südhang (20°) im Durchschnitt		
Mai bis Oktober 1951-1956	(1.5/0 m)	105.2 %,

Unterstellt man zunächst, dass auf den Hängen die Messung mit hangparallelen Auffangflächen Werte liefert, die den der Erdoberfläche wirklich zugefallenen Mengen näher kommen als die horizontal aufgefangenen (siehe Abschnitt 3), so ergeben sich folgende Verhältniszahlen:

Nordhang (hangparallel)	(1.5/0 m)	106.6 %,
	(2.0/0 m)	108.2 %,
Südhang (hangparallel)	(1.5/0 m)	101.5 %,

Die Abweichungen beim Auffang in 1.5 m sind also geringer als bei ebenen Standorten, aber die Mengen liegen bei hangparallelen Auffangflächen höher als am Boden, besonders auf dem Luvhang. Der Niederschlagsgradient über dem Hang verringert sich, weil die Luft über dem Hang bis dicht an die Erdoberfläche stärker bewegt, der Windgradient also geringer ist als über ebenem Gelände. Ausserdem wird der Auffang am Boden durch kleinste Unebenheiten am Hang herabgesetzt. Die versenkten Geräte reagieren auf Lee-Effekte kleinsten Ausmasses viel empfindlicher als die höher gestellten. In der Zeit vor dem ersten Grasschnitt wird die versenkte Auffangfläche durch den höher gewachsenen Grasbestand gelegentlich so stark abgeschattet, dass in 1.5 m Höhe höhere Mengen aufgefangen werden. Der Mehrertrag der ungeschützten hangparallelen Geräte auf dem Luvhang in 1.5 oder 2 m Höhe weist, wie Vergleiche mit gleichartigen windgeschützten Geräten zeigen (siehe Abschnitt 2.6), auf eine stärkere Windempfindlichkeit des Hangaufsatzes bzw. der geneigten Oberfläche hin, die, dem Winde entgegengestellt, etwas mehr Niederschlag aus der Strömung herausfällt, als die repräsentierte geneigte Oberfläche empfängt.

2.5. Folgerungen

Die auf dem Hohenpeissenberg über ebenem Gelände unter gemässigten Windverhältnissen festgestellten Differenzen bestätigen die Grössenordnung der durch den Jevons-Effekt bewirkten Fehlbeträge bei der Niederschlagsmessung unter den typischen Verhältnissen einer Bergstation in mittlerer Höhe. Sie zwingen den Hydrologen, Messergebnisse solcher Stationen, die mit Geräten ohne Windschutz arbeiten, für den Bezug auf die reale Erdoberfläche durch eine Korrektur zu verbessern, die für die einzelnen Aufstellungsplätze durch Vergleichsmessungen mit versenkten Geräten während der Sommermonate leicht zu ermitteln ist. Legt

man für die Messreihe Hohenpeissenberg im Jahresdurchschnitt einen Verbesserungswert von 12% als Mindestbetrag zugrunde, so erhöht sich die mittlere Niederschlagsmenge für den Zeitraum 1951-1959 von 1150 mm auf 1254 mm und für die « Normalperiode » 1891-1930 von 1072 mm auf 1182 mm Niederschlagshöhe. Dieser Wert passt in die von BROSE und SCHIRMER (?) bearbeiteten Niederschlagswerte von Bayern im Vergleich zu den umliegenden, ca. 300 m tiefer gelegenen Talstationen mit höheren mittleren Jahressummen (1100-1140 mm) besser hinein als der Grundwert 1072 mm. Das gleiche trifft für andere Gipfelstationen des Bayerischen Alpenvorlandes (z.B. Auerberg, Blomberg) zu, deren Messergebnisse mit ungeschützten Niederschlagsmessern ebenfalls nicht in diese Bearbeitung (?) übernommen werden konnten, weil sie nach kritischer Prüfung als zu niedrig befunden wurden. Bei einem Vergleich mit den umliegenden Talstationen spielen allerdings noch Luv- und Lee-Effekte eine Rolle, die HEIGEL⁽⁸⁾ in einem besonderen Beitrag behandelt hat.

Für Messungen am Hang ergaben sich ebenfalls, wenn auch in anderer Auswirkung, Störungen durch den Wind. Diese Störeffekte sind bei allen Stationen in höherer Lage, besonders aber bei den Gipfelstationen gegeben. Zur Eliminierung des Windfehlers bieten sich zwei Wege an, das Tiefersetzen des Gefäßes in die wind-schwache Zone am Boden und die aerodynamische Neutralisierung der Auffangfläche durch einen geeigneten Windschutz. Im Gebirge ist wegen des hohen Schneeeanteils am Gesamtniederschlag nur die zweite Möglichkeit anwendbar.

2.6. Die aerodynamische Neutralisierung der Auffangflächen

Die Kommission für Niederschlag in der Internationalen Assoziation für wissenschaftliche Hydrologie der IUGG hat das Studium des Windschutzes der Niederschlagsmesser als vordringlich angesehen. SERRA⁽⁹⁾ untersuchte mit einer Dreikomponenten-Pitotsonde, RÖSTAD (1924), MERCANTON (1950) und WARNICK (1953) im Strömungsfeld eines Windkanals das aerodynamische Feld um einen ungeschützten Niederschlagsmesser. Das Störfeld des Gefäßes bewirkt, dass die Tropfen in einem stärkeren Winkel einfallen und den Auffang daher herabsetzen. Um die Zone der Übergeschwindigkeit über dem Auffanggefäß zu beseitigen, bieten sich zwei Möglichkeiten an, die Abbremsung des Windes durch Horizontalgitter nach SERRA⁽⁹⁾ und die Verwendung von Windschirmen als Leitprofile.

Erfahrungen mit den Horizontalgittern liegen hier bisher nicht vor. Die Wirkung der Windschirme, der feststehenden Konustypen nach Nipher und der flexiblen nach Alter, kann aus Windkanaluntersuchungen von WARNICK⁽¹⁰⁾ und nach dem von WEISS und WILSON in Toronto erstatteten Bericht⁽¹¹⁾ über die Ergebnisse aller bekannt gewordenen Vergleichsmessungen zwischen ungeschützten Niederschlagsmessern beurteilt werden. Das Sichtbarmachen der Trajektorien im Windkanal wies die Aufwärtskomponente am ungeschützten Gerät, die zusätzliche Verwirbelung am Nipher-Trichter und den nahezu ungestörten Verlauf der Stromlinien beim Alter-Schirm nach. Die von WEISS und WILSON zusammengestellten Vergleichszahlen der flüssigen Niederschläge nach den direkt am Boden aufgefangenen Mengen und der festen Niederschläge mit den in der Schneedecke aufgespeicherten Wasseräquivalenten, zeigen, dass

a) die mit Nipher-Konus geschützten Geräte etwa dieselben Fehlbeträge aufweisen als die ungeschützten und,

b) die flexiblen Schirme eine relativ gute Wirkung zeigen und den in der Schneedecke deponierten Niederschlägen am nächsten kommen. Danach ist der flexible Schirm, speziell zur Messung der winterlichen Niederschläge, als der wirkungsvollste anzusehen.

Auf den Messfeldern des Hohenpeissenberges wurde auf dem Nordhang (15°) in 1.5 m Höhe ein modifizierter Alterschirm (Alter I) eingesetzt. Es ergeben sich

für die flüssigen Niederschläge seit Juli 1955, als diese Aufstellung eingerichtet wurde bis Oktober 1959 gegenüber dem versenkten Gerät (N B) folgende Verhältniszahlen :

Auffang horizontal	(N)	92.0 %
Auffang hangparallel	(N H)	104.0 %
Auffang hangparallel mit Alter-Schirm	(N H S)	100.2 %

Für die winterlichen Verhältnisse wurden während zweier definierter Schneedeckenperioden, in denen der Aufbau der Schneedecke nicht durch Tauwetterabschnitte unterbrochen war, ein Vergleich mit den Wasserwerten der Schneedecke durchgeführt, die durch zahlreiche Schneehöhen- und Schneedichtebestimmungen in der Nähe des Meßfeldes ermittelt wurden. Es ergaben sich für den

		1. Periode	2. Periode
Auffang horizontal	(N)	38 %	63 %
Auffang hangparallel	(N H)	66 %	80 %
Auffang hangparallel mit Alter-Schirm	(N H S)	102 %	104 %

des Wasserwertes der Schneedecke. Am Nebelhorn (1900 m), unter den extremen Bedingungen des Hochgebirges, ergaben sich für den Zeitraum 9.11.1955 bis 22.3.1956 bei hangparalleler Messung mit dem Streifenschirm am freien Hang 107 % des Wasserwertes der Schneedecke am Meßort ⁽¹²⁾, eine ausgezeichnete Übereinstimmung, wenn man einen nachträglichen Abtrag von der Schneedecke durch Windumlagerung berücksichtigt.

Nach diesen Meßergebnissen, die bei Regen keine Abweichung, bei Schnee eine höchst befriedigende Übereinstimmung mit dem Niederschlagsauftrag am Boden zeigen, wird der flexible Windschirm nach *Alter*, der sich in seiner das Strömungsfeld modifizierenden Wirkung der wechselnden Windgeschwindigkeit anpasst, als ausreichende Möglichkeit zur Neutralisierung des Stromfeldes um das Auffanggefäß über ebenem Gelände und am Hang angesehen.

3. DER HANGEFFEKT

3.1. Die Methode der hangparallelen Messung

Wird der Niederschlag nicht nur als ein beschreibendes klimatisches Element, sondern hydrologisch als Posten einer Bilanzrechnung angesehen, so ergeben einfache geometrische Überlegungen, dass im geneigten Gelände bei schräg einfallendem Niederschlag mit horizontal auffangenden Geräten auf einem Luvhang weniger, auf einem Leehang mehr Niederschlag aufgefangen wird, als der reellen Oberfläche zufällt ⁽¹³⁾. Die Grösse des Meßfehlers hängt von der Exposition und Neigung des Hanges, von Windstärke und Gewicht der Niederschlagsteilchen ab. Je höher der Schneeanteil am Gesamtniederschlag und je windexponierter die Aufstellung, um so mehr — bis zu einem Vielfachen — weichen die Meßwerte vom Sollwert ab ^(14,15,16). Die dynamischen Einflüsse bewirken ausserdem, dass der Fehlbetrag der einen Seite sich mit dem Mehrbetrag der anderen Seite erst über einem grösseren Gebiet ausgleicht ⁽¹³⁾. Der mit der Höhe wachsende Messfehler fälscht nicht nur das Bild der Niederschlagsverteilung, sondern führt auch zu einer unzutreffenden Beurteilung der Höhenverteilung der Niederschläge.

Der Hangfehler kann durch den Einsatz hangparallel auffangender Niederschlagsmesser eliminiert werden. Werden normale Geräte mit der Auffangfläche parallel zum Hang geneigt, so bedürfen die Messergebnisse noch der Korrektur mit einem

aus der Winkelfunktion der Hangneigung sich ergebenden konstanten Faktor. Wird die Auffangfläche eines Geräts in senkrechter Aufstellung parallel zum Hang auf dem Meßzylinder abgeschnitten, so dass ihre Horizontalprojektion der Grösse der Einheitsfläche entspricht, so empfängt das Gerät auch bei schrägem Einfall der Niederschlagsteilchen dieselbe Menge wie die wahre Erdoberfläche. Der letzteren Methode wird hier der Vorzug gegeben, weil sie keine weitere Umrechnung der Messwerte erfordert. Die Neigung des Geländes wird durch einfache Hangaufsätze reproduziert, die den normalen Geräten in die Auffangfläche eingesetzt werden.

3.2. Ergebnisse hangparalleler Messungen

Parallelmessungen zwischen horizontal und hangparallel auffangenden Geräten (Hellmann 200 cm²) auf einem Nordhang (15°), vorherrschend als Luvseite, und einem Südhang (20°), vorherrschend als Leeseite des Hohenpeissenberges in 960 m NN, ergaben folgende Verhältniszahlen:

	Mai-Oktober	Jahr	Periode
Nordhang N/N H	89	88 %	III.51-XII.59
Südhang S/S H	104	110 %	III.51-IX.56.

Die jahreszeitliche Verteilung dieser Verhältniszahlen (Tab. 3) zeigt, dass die Abweichungen, der Fehlbetrag auf dem Nordhang und der Mehrbetrag auf dem Südhang, im Winter bei Schneefall am grössten sind. Nun ergab sich bei Vergleichsmessungen Mai-Oktober mit versenkten Geräten⁽¹³⁾ ein Windeinfluss auf die hangparallel auffangenden Geräte (H), der für den gleichen Zeitraum durch folgende Verhältniszahlen ausgedrückt ist:

Nordhang N H/N B	105 %	(1951-1959)
Südhang S H/S B	101 %	(1951-1956)

Für die mit Hangaufsatz versehenen Geräte ergab sich daraus die Notwendigkeit einer aerodynamischen Neutralisierung. Die Messungen eines hangparallelen Geräts mit Alter-Schirm (H S) entsprachen so weitgehend den der Erdoberfläche zugefallenen Mengen (siehe Abschnitt 2.6), dass diese Werte als Bezugswerte gelten können. Für die Meßperiode VI.1955-XII.1959 gelten die Verhältniszahlen

Nordhang	Mai-Oktober	Jahr
N/N H S	92	85
N H/N H S	104	98.

Aus diesen Abweichungen ergibt sich, dass für den Durchschnitt der Jahre 1951-1959 auf dem Nordhang des Hohenpeissenberges statt der horizontal gemessenen 1071 mm eine Menge von 1261 mm dem Erdboden zugefallen sind. Dieser auf Grund von Messungen am Nordhang abgeleitete Jahreswert unterscheidet sich nur um 0.5 % von der nach Messungen auf dem ebenen Hauptfeld abgeleiteten Jahresmenge von 1254 mm dieser Messperiode. Als Jahresniederschlag in der Normalperiode 1891-1930 dürfte die Annahme einer Menge von 1188 mm als zweifach belegt berechtigt sein.

3.3. Totalisatoren am Hang

Von ungeschützten Totalisatoren, die auf dem gleichen Meßfeld Nordhang in 960 m parallel zu den untersuchten Typen der Tagesmesser Ende 1957 aufgestellt

und ebenfalls mit Hangaufsatz versehen wurden, wäre ein Messergebnis zu erwarten gewesen, das mit dem Gerät N H (hangparallel, 1,5 m) annähernd übereinstimmt. Die Vergleiche wurden einbezogen.

1) der Monatstotalisator nach *Haeuser*, 200 cm², T N H, dessen konusförmiger Kessel eine zusätzliche Aufwärtskomponente an der Auffangfläche erwarten lässt und die Ausbildung von Schneekappen begünstigt,

2) der Monatstotalisator nach *Friedrich-Haase* ⁽¹⁷⁾, 200 cm², dem über dem Kessel von ca. 30 cm Ø noch ein Rohr nach Art des Hellmann'schen Niederschlagsmessers aufgesetzt ist, um die Schneekappenbildung zu verhindern und die Strömungsverhältnisse um die Auffangfläche dem Normaltyp anzugleichen,

3) der als Totalisator betriebene österreichische Gebirgsniederschlagsmesser nach *Kostlivy* (500 cm²).

Die Messergebnisse (Tabelle 4) ergaben jedoch, verglichen mit dem hangparallel aufstehenden Niederschlagsmesser Hellmann 200 cm² mit flexiblem Windschirm nach Alter (N H S), dessen Werte mit den dem Boden zugefallenen Mengen in bester Übereinstimmung befunden wurden, erhebliche Fehlbeträge, die im Winter zwischen 10 und 32 %, im Sommer zwischen 8 und 13 % und im Jahresdurchschnitt zwischen 12 und 16 % liegen. Die grössten Differenzen zeigt der Totalisator nach Haeuser als der aerodynamisch ungünstigste Typ. Etwas besser, wenigstens in den Wintermonaten, schneiden der Totalisator nach Friedrich-Haase ab. Beim Kostlivy-Totalisator sind die Abweichungen noch etwas geringer, zeigen jedoch die gleiche Tendenz.

Die Totalisator-Messungen bedürfen noch wegen der Volumenkontraktion bei ungesättigten Gefrierschuttlösungen einer Korrektur, die sich hauptsächlich auf die Winterwerte auswirkt (siehe Abschnitt 2.3). Die korrigierten Werte sind in der Tabelle 4 in Klammern beigelegt. Das Defizit dieser Monatssummen wird um 5-8 % verringert, die Jahressummen werden durch diese Korrektur beim Totalisator nach Haeuser (T N H) um 2 %, beim Totalisator nach Friedrich-Haase (T N H H) und beim Totalisator nach Kostlivy (T N H Ö) um 3 % verbessert.

Dennoch verbleibt bei den mit Hangaufsatz versehenen Totalisatoren gegenüber dem mit Alter-Schirm windgeschützten Tagesmesser ein Fehlbetrag, der in erster Linie der Windwirkung zuzuschreiben ist, die am stärksten sich am Konus des Haeuser-Typ, aber auch noch beim Typ Friedrich-Haase, am wenigsten an dem zylindrischen Gefäss des Kostlivy-Typ sich auswirkt. Beim Haeuser-Typ dürfte das relativ hohe Messdefizit des Winterhalbjahrs noch durch die Schneekappenbildung begünstigt sein. Es ergibt sich aus diesen Vergleichen die dringende Forderung, bei allen Aufstellungen in höheren Lagen, die immer als mehr oder weniger windexponiert zu gelten haben, einen Windschutz zu verwenden. Die ausgezeichnete Wirkung des flexiblen Alter-Schirms konnte durch Vergleiche mit einer versenkten Aufstellung und, im Winter, mit den Wasseräquivalenten der Schneedecke bestätigt werden (siehe Abschnitt 2.6).

Die in Totalisatoren zur Messung kommenden Niederschlagsmengen sollten, im Vergleich zu Tagesmessern, bei gleichen Voraussetzungen höhere Beträge ergeben, weil die bei täglicher Messung ins Gewicht fallenden Benetzungsverluste ausbleiben. Diese in windgeschützter Lage in Pertisau am Achensee mit rd. 18 % festgestellten Fehlbeträge der Totalisatoren ⁽⁵⁾ hat TOLLNER auch in der Niederung des Voralpengebietes, in Salzburg, während der schneefreien Zeit mit 11 % nachweisen können ⁽¹⁸⁾. Die Vergleichsmessungen auf dem Hohenpeissenberg ergaben dagegen statt einer Mehrleistung der Totalisatoren einen gegenüber den Tagesmessern erhöhten Fehlbetrag. Dieser zusätzliche Verlust wird auf einen nicht ausreichenden Verdunstungsschutz der im Kessel des Totalisators aufgespeicherten Niederschlagsmenge zurückgeführt. Um das Eindringen von Schnee in die Gefrierschuttlösung sicher zu stellen, wurde die Ölschicht so dünn als möglich aufgebracht. Nach Beigabe von 100 cm l ergibt sich für den Kessel der Monatstotalisatoren eine Ölschicht von ca. 1,5 mm

Höhe. Diese Menge ist offenbar zu gering, um die Verdunstung völlig zu unterbinden. Diese anhaltende Verdunstungswirkung bei nicht genügender Ölfüllung unter den Bedingungen einer stärkeren Windexposition auf dem Hohenpeissenberg kann auf Registrierungen mit einer Niederschlagswaage belegt werden. Wenn nach den im Deutschen Wetterdienst geltenden Vorschriften für den grossen Niederschlagssammel (Jahrestotalisator) mit 100 ltr. Fassungsvermögen eine Ölbeigabe von 500 cm³ verlangt wird, die eine Schicht von ca. 3 mm Dicke ergibt, so müsste für den Monats totalisator eine Ölfüllung von etwa 200 cm³ verwendet werden, um einen gleichen Verdunstungsschutz zu gewährleisten.

4. RELIEF-EFFEKTE (LUV UND LEE).

4.1. Die Qualität des Messplatzes

Die Güte einer Niederschlagsmessung hängt weitgehend von der Qualität des Standortes der Messgeräte ab. Um die durch den Wind verursachten lokalen Störeffekte weitgehend zu unterbinden, ist man um die Einrichtung windgeschützter Aufstellungen bemüht, an denen die Wirkung des Windes gebrochen ist. Wo aber das Windfeld gestört ist, treten Luv- und Lee-Effekte kleineren Ausmasses auf, die sich erheblich auf die Messergebnisse auswirken können. Von den experimentellen Arbeiten zur Windschutztechnik (KAISER, KREUTZ) und von der Bearbeitung von Niederschlagsmeßreihen an geschützten Aufstellungen (LAUSCHER, SCHREYER) ist bekannt, dass die Ablagerung von Niederschlag erst in einer Entfernung von dem Mehrfachen des Hindernisses normal wird. Die Vorschriften der WMO schlagen ein Verhältnis von 1 : 4, PONCELET (1939) 1 : 6, KORHONEN (1932) und HUDLESTON (1922) 1 : 3 vor, während in Italien (nach SERRA) 1 : 10 angestrebt wird. In Deutschland und anderen Ländern begnügt man sich noch mit dem Verhältnis 1 : 1.

Eine auf dem Hohenpeissenberg zwischen dem Hauptfeld und dem Meßfeld Nordhang, je 100 m von beiden Meßfeldern entfernt, in Hanglage eingerichtete Vergleichsstation (N R) entsprach den Bedingungen einer « geschützten » Aufstellung mit Abständen der Hindernisse nach Norden im Verhältnis 1 : 1, nach den übrigen Richtungen von etwa 1 : 4. Die Vergleiche mit den anderen Aufstellungen (Tab. 1) zeigen, dass die hier aufgefangenen Mengen nur noch wesentlich geringere Störungen durch den Wind zeigen als die Meßstellen auf dem Hauptfeld und am frei exponierte Nordhang. Der Verlustposten gegenüber der versenkten Aufstellung am Hauptfeld, der beim Stationsgerät (H 500) in 2.1 m Höhe ca. 10 % betrug, ist auf 3 % zurückgegangen, mit der versenkten Aufstellung am Nordhang stimmen die aufgefangenen Mengen nun überein. Wo ein Standort mit natürlichem Windschutz nicht, wie hier aus betrieblichen Gründen, als Standardaufstellung verwendet werden kann, muß für eine aerodynamische Neutralisierung der Auffangflächen durch Windschirme gesorgt werden. Einen Anhalt über die Eignung eines Standortes vermittelt das Studium der Störfelder des Windes nach den Ablagerungen der Schneedecke.

4.2. Repräsentative Standorte

Für die Berechnung des Gebietsniederschlags fordert die Wasserwirtschaft über die einem abgeschlossenen Gebiet wirklich zugefallenen Mengen Einzelaussagen nach den Messungen an möglichst repräsentativen Standorten. Dieser Forderung stehen im Gebirge erhebliche Unterschiede im Niederschlagsangebot und Niederschlagsauftrag entgegen, die durch dynamische Effekte auf verhältnismässig engem Raum hervorgerufen werden. Der Luv-Effekt bedeckt dabei viel kleinere Gebiete als der Lee-Effekt, der sich oftmals über die Wasserscheiden hinweg erstreckt. Für ein

geliges Gelände hat CAPPUS⁽¹⁹⁾ gezeigt, dass selbst in einem Bassin mit verhältnissmässig schwachen Neigungen schon beträchtliche Unterschiede im Niederschlagsauftrag zu erwarten sind. Für die Gegend des Hohenpeissenberges belegt HEIGEL⁽⁸⁾ ähnliche Unterschiede. Viel kleinräumiger wirken sich diese dynamischen Effekte im Gebirge aus.

Um den Hangeffekt auszuschalten, werden vielfach Bodenwellen und Senken zur Aufstellung der normalen, horizontal auffangenden Geräte benutzt. Die in den langjährigen Alpen bei Oberstdorf in einem Höhenprofil arbeitenden Stationen Oberstdorf (810 m), Seealpe (1290 m) und Nebelhorn (1930 m), von denen die beiden letzteren mit Jahrestotalisatoren mit Nipher-Schirm ausgerüstet und auf einer Gangstufe bzw. in eine Mulde aufgestellt sind⁽¹²⁾, zeigen in der relativen Zunahme des Niederschlags zwischen den einzelnen Stationen (Tab. 6), dass in den Wintermonaten der pluviometrische Gradient durch Lee-Effekte stark gestört ist und bei den höher gelegenen Stationen, sobald Schneefall beteiligt ist, vielfach niedrigere Messungen zur Messung kommen, als bei der Talstation.

Ebensowenig eignen sich Grate, Rücken, Gipfellagen oder Kessel und andere grossräumiger Verwirbelung neigende Geländestellen zu repräsentativer Messung. Auch die Totalisatorenaufstellung Kesselhütte im Ammergebirge (1650 m) zeigen sich wiederum in der Winterszeit stärkste Störungen, die aus einem Vergleich mit der Talstation Buching (Tab. 7) zu ersehen sind. Die über die Kesselwände herübergetriebenen Schneemengen erhöhen die Ablagerung von winterlichem Niederschlag so stark, dass das Messergebnis widersinnig wird. Eine in 1620 m auf glatt ansteigendem Gelände am Hang eingerichtete Vergleichsstation auf der Löseralm mit Monats- und Jahrestotalisator, Hangaufsatz und Alter-Schirm brachte dagegen völlig normale Werte für den pluviometrischen Gradienten. Damit erweist sich die durch dynamische Effekte bedingte Verlagerung des Niederschlagsauftrags und die nachträgliche Ablagerung des Schneeniederschlags von noch grösserer Auswirkung auf die Niederschlagsaufnahme als die bekannten Meßfehler. Auftrag oder Abtrag erfassen weite Flächen, überwehen die Kammlinien der Wasserscheiden und transportieren den Niederschlag von einem in das andere Einzugsgebiet. Erst die abgelagerte, aufgefrostete Schneedecke entspricht dem Wasseräquivalent, die als Betrag der winterlichen Niederschlags-speicherung in die Wasserhaushaltsrechnung des Hydrologen eingeht. Damit verlagert sich das Schwergewicht der winterlichen Niederschlagsaufnahme auf die Bestimmung des Wassergehalts der Schneedecke, die über weite Gebiete eine grosse Gleichmässigkeit und charakteristische Unterschiede mit der Höhe und der Strahlungsexposition zeigt.

Nach den Ablagerungen der Schneedecke sollte die Auswahl repräsentativer Punkte für die Aufstellung von Totalisatoren erfolgen und, nach einem Vorschlag von TOLLNER (20), für jede Aufstellung ein Reduktionsfaktor ermittelt werden, der die Unterschiede zwischen dem Auftrag und der effektiven Ablagerung Rechnung trägt. Wo unter den extremen Bedingungen des Hochgebirges die Niederschlagsaufnahme mit den üblichen Methoden unter der Einwirkung der Reliefeffekte nicht mehr zu bewältigen ist, sollte die Fernmessung des Wassergehalts der Schneedecke mit Hilfe radioaktiver Isotope die benötigten Unterlagen bereitstellen.

LITERATUR

- (1) HIRSCH, A. : Akute gewässerkundliche Probleme. — *Dt. Gewässerkd. Mitteil.* 2, S.H. 2-7 (1958).
- (2) HOECK, E. : Sur les mesures pluviométriques dans le bassin de la baye de Montreux. — *Proc. Verb. Ass. Gén. Oslo 1948*, UGGI, T.I. 180-190 (1950).
- (3) SERRA, L. : Interprétation des mesures pluviométriques. Lois de la pluviosité. — *Mém. et Trav. Soc. Hydrotechn. France* 2, 141-155 (1952).

- (4) GRUNOW, J.: Probleme der Niederschlagserfassung und ihre Bedeutung für die Wirtschaft. — *Meteor. Rdsch.* 9, 62-68 (1956).
- (5) TOLLNER, H. & W. PAULCZINSKY: Zur Methode von Niederschlagsmessungen in ostalpinen Quertälern mittlerer Höhenlage. — *Oesterr. Wasserwirtschaft* 9, 9-13 (1957).
- (6) HEIGEL, K.: Die Verminderung des Niederschlagsvolumens bei Monatstotalisatoren bei Verwendung von Chlorcalciumlösung. — *Meteor. Rdsch.* 12, 162-163 (1959).
- (7) BROSE, K. & H. SCHIRMER: Monats-, Jahres- und Tagessummen des Niederschlags in Bayern bis 1950. — *Ber. Dt. Wetterd.* 3, No. 17 (1955).
- (8) HEIGEL, K.: Orographisch bedingte Schwankungen des Niederschlags. — *UGGI, IAH, Helsinki* 1960. Siehe S. 278
- (9) SERRA, L.: Possibilités d'amélioration des mesures de précipitations. — *UGGI, Ass. Int. Hydrol. Sci., Assemblée Gén. de Toronto 1957*, T.I., 535-545 (1958).
- (10) WARNICK, C.C.: Influence of wind on precipitation. Measurements of high altitudes. — *Engineering Experiment Station. University of Idaho. Bull.* No. 10 April 1956.
- (11) WEISS, L.L. & W.T. WILSON: Precipitation Gage Shields. — *UGGI, Ass. Int. Hydrol. Sci., Assemblée Gén. de Toronto 1957*, T.I., 462-484 (1958).
- (12) GRUNOW, J.: Erfassung des winterlichen Niederschlags im Gebirge. — *La Météorologie*, IV. Ser. 45-46, 117-126 (1957).
- (13) GRUNOW, J.: Die Niederschlagsmessung mit hangparallelen Geräten. Methoden, Erfahrungen, Folgerungen. — *UGGI, Ass. Int. Hydrol. Sci., Assemblée Gén. de Rome 1954*, T.I., 322-334 (1955).
- (14) HOECK, E.: Rapport du comité pour la mesure des précipitations. — *UGGI, Ass. Int. Hydrol. Sci. Brüssel* 3, 81-93 (1951).
- (15) SERRA, L.: La mesure correcte des précipitations. Pluviomètre horizontal et pluviomètres inclinés. — *Mém. et Trav. Soc. Hydrotechn. France* 3, 46-52 (1953).
- (16) GRUNOW, J.: Niederschlagsmessungen am Hang. — *Meteor. Rdsch.* 6, 85-91 (1953).
- (17) FRIEDRICH, W.: Erfahrungen mit Niederschlagssammlern (Totalisatoren). — *VI. Balt. Hydrol. Konf. Deutschland Aug. 1938*. Bericht 15 A. Berlin 1938.
- (18) TOLLNER, H.: Über die Realität der Niederschlagsmessungen von Standard-Ombrometern in ausseralpinen Tieflagen. *Wissensch. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig* 9, 483-484 (1959/60).
- (19) CAPPUS P.: Répartition des Précipitations sur un Bassin versant de faible superficie. — *UGGI, Ass. Int. Hydrol. Sci., Assemblée Gén. de Toronto 1957*, T.I., 515-528 (1958).
- (20) TOLLNER, H.: Wetter und Klima im Gebiet des Grossglockners. — *Carinthia* II. 14. Sonderheft. Klagenfurt (1952).

TABELLE 1

Ergebnisse von Niederschlagsmessungen in 2.1 m (500 cm²) und 1.5 m (200 cm²) Auffanghöhe
in Prozenten der am Boden (0 m) aufgefangenen Mengen.
Hohenpeissenberg 1951-1959.

Auffanghöhe (m)	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Mai/Okt.
H 500/H B 2.1	91.0	90.8	88.4	90.0	89.2	89.0	90.3
H 200/H B 1.5	91.6	90.9	90.4	90.8	90.4	87.9	91.1

TABELLE 2

Streuung des prozentualen Verhältnisses der Monatssummen des Niederschlags
H 500 cm² (2.1 m) : H B 200 cm² (0 m) um den Mittelwert 90.3 %.

Stufe % Anzahl der Fälle	< 80.2 1	80.3/84.2 1	84.3/88.2 12	88.3/92.3 29	92.4/96.3 8	96.4/100.3 1	> 100.4 2
-----------------------------	-------------	----------------	-----------------	-----------------	----------------	-----------------	--------------

TABELLE 4

Messergebnisse von Totalisatoren am Nordhang des Hohenpeissenberges (960 m).
 Auffang hangparallel in 1.5 m Höhe, bezogen auf den Tagesmesser 200 cm² mit Alterschirm (T H S).
 () nach Korrektur wegen der Volumenkontraktion.

Gerät Zeitraum	Tagesmesser Hellmann 200 cm ² N H	Totalisatoren		
		Haeuser 200 cm ² T N H	Friedrich-Haase 200 cm ² T N H H	Kostlivy 500 cm ² T N H Ö
V-X XI-IV Jahr (*)	101 87 96	88 (89) 74 (82) 84 (86)	87 (88) 80 (88) 84 (87)	
V-X XI-IV Jahr (**)	101 78 94	90 (90) 68 (74) 84 (86)	90 (91) 74 (80) 86 (89)	92 (92) 77 (82) 88 (91)

(*) 1957-1959.

(**) II.58-XII.59.

TABELLE 5

Messergebnisse einer geschützten Aufstellung 1.5 m (N R) im Vergleich zu den Messfeldern Hauptfeld und Nordhang, bezogen auf

	Hauptfeld		Nordhang	
	Gebirgsniederschlagsmesser Hellmann 500 cm ² , 2.1 m	Hellmann 200 cm ² versenkt, 0 m	Hellmann 200 cm ² hangparallel, 1.5 m	Hellmann 200 cm ² hangparallel, versenkt, 0 cm
Jahr V-X XI-IV	107.1 107.6 105.9	96.7	96.5 95.5 98.9	100.4

TABELLE 6

Zunahme des Niederschlags/100 m in Prozenten der Basisstation Oberstdorf (810 m), Allgäuer Alpen. 1954-1956.

Stationspaar	Höhenunterschied in m	I-III	IV-VI	VII-IX	X-XII	Jahr
Seealpe (Normaltotalisator mit Nipherschirm) Stufe/Oberstdorf	480	0.8 8.4 — 10.4	4.2 5.8 2.5	3.8 6.5 0.6	— 0.6 1.3 — 1.9	2.6 Mittel Max. Min.
Nebelhorn (Normaltotalisator mit Nipherschirm) Mulde/Seealpe	640	0.1 20.1 — 4.7	0.5 3.8 — 5.6	1.0 2.7 0.1	3.7 5.6 1.2	1.0 Mittel Max. Min.
Nebelhorn/Oberstdorf	1120	0.4 1.4 — 0.2	2.2 5.2 — 2.1	2.3 2.9 1.7	1.8 3.2 0.5	1.8 Mittel Max. Min.

TABELLE 7

Zunahme des Niederschlags/100 m in Prozenten der Basisstation Buching (810 m), Ammergebirge, 1953-1956.

Stationspaar	Höhenunterschied in m	I-III	IV-VI	VII-IX	X-XII	Jahr
Kesselhütte (Normaltotalisator mit Nipherschirm) Kessel/Buching	840	34.2 64.1 21.3	11.7 21.7 5.8	3.8 4.8 2.7	12.5 15.0 4.6	11.8 Mittel Max. Min.
Löseralm (Monatstotalisator hangparallel, mit Alterschirm) Hang/Buching	810	5.9	5.4	4.6	5.3	5.0 Mittel

REPARTITION SPATIALE DES PRECIPITATIONS A L'ECHELLE FINE ET PRECISION DES MESURES PLUVIOMETRIQUES

J. JACQUET (France)

SUMÉ

La mesure et la répartition de la pluie à l'échelle fine ont été étudiées sur le Bassin expérimental d'ALRANCE équipé des installations suivantes :

- 2 réseaux de 16 pluviomètres identiques répartis respectivement sur 1000 et 10.000 m²;
- 2 stations comprenant 3 pluviomètres dont les surfaces réceptrices horizontales trouvent à 1,50 m, 0,30 m et 0,05 m au dessus du sol.
- 4 stations à 2 pluviomètres (surfaces réceptrices à 1,50 m et 0,30 m au dessus du sol).

L'étude présente donne les résultats d'une analyse statistique des observations, relatives aux seules précipitations liquides, recueillies de 1952 à 1959.

On a étudié successivement :

- la précision des mesures pluviométriques sur un champ de pluviomètres et les facteurs qui la conditionnent (vitesse du vent, intensité des précipitations, etc.);
- la répartition spatiale de la pluie sur une aire de 10.000 m²;
- la comparaison des résultats de mesure de la pluie à 1,50 m, 0,30 m et 0,05 m au dessus du sol.

SUMMARY

The measurement and the variations of rainfall over a small area were studied in the ALRANCE Experimental Watershed with the following installations :

- 2 networks of 16 identical raingages respectively distributed over areas of 1000 and 10.000 m²;
- 2 stations with 3 raingages (orifices at 1,50 m, 0,30 m and 0,05 above the ground);
- 4 stations with 2 raingages (orifices at 1,50 m and 0,30 m above the ground).

This paper presents the results of a statistical analysis of data collected between 1952 and 1959 (the single liquid precipitations are concerned).

Successively were explored:

- the accuracy of measurements of rainfall made with a network of gages and the factors influencing it (wind speed, rainfall intensity, etc...);
- the areal distribution of rainfall on a field of 10,000 m²;
- the comparison of measurements of rainfall at 1,50 m, 0,30 m and 0,05 m above the ground.

Le terrain expérimental d'ALRANCE (Aveyron) (fig. I), exploité par le Service des Etudes Hydrauliques d'ELECTRICITE DE FRANCE, a été équipé en vue d'étudier sur un « modèle » naturel les différents problèmes d'hydrométéorologie appliquée posés à l'ingénieur par l'exploitation du potentiel énergétique des cours d'eau.

L'un de ces problèmes est celui de l'estimation des hauteurs de précipitations mesurées par un bassin versant : les mesures « ponctuelles » effectuées sur un pluviomètre sur un groupe de pluviomètres identiques, dans des conditions d'installation et d'exploitation données, sont-elles représentatives du phénomène pluie sur une aire déterminée?

La question a été étudiée par de nombreux auteurs tant à l'étranger qu'en France. MM. SERRA^(10, 11, 12) et CAPPUS⁽³⁾ ont pu montrer qu'à l'échelle du Bassin expérimental d'ALRANCE (3.15 km² de superficie) la répartition des précipitations venant sous forme de pluie présente une variabilité spatiale importante et évaluer l'importance des erreurs affectant l'estimation des hauteurs de précipitations jour-

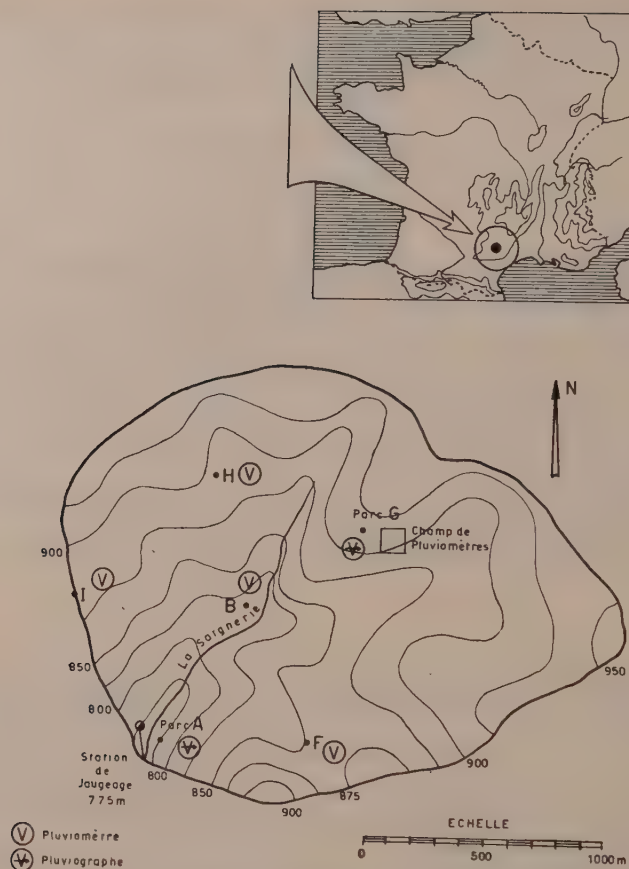


Fig. I — TERRAIN EXPÉRIMENTAL D'ALRANCE (3,15 Km²)

nalières, mensuelles et annuelles reçues par le bassin en fonction du nombre et de la disposition des pluviomètres utilisés.

Nous reprenons ici l'examen du problème à une échelle spatiale plus fine et plus particulièrement celui des questions élémentaires qui conditionnent l'interprétation correcte des résultats de mesures pluviométriques :

1) Avec quelle précision un pluviomètre de type donné placé en un point A permet-il de mesurer la pluie en A et sur une aire entourant le point A ?

2) Est-il possible de mettre en évidence, par analyse statistique des résultats de mesure d'un réseau de pluviomètres, une structure de répartition spatiale de la pluie à l'échelle fine (sur une superficie d'1 hectare — 10.000 m² — environ) ?

— Les installations du terrain expérimental d'ALRANCE ne réalisent pas l'optimum exigé par le physicien désirant traiter de la précision absolue des mesures de la pluie en vue de déterminer les conditions auxquelles devraient satisfaire le « pluviomètre-étalon ». Elles se rapprochent davantage des conditions « moyennes » de site et d'exploitation d'un réseau pluviométrique dans la nature : l'accent a été mis sur la densité des appareils plutôt que sur leur perfection. Laissant délibérément d

des questions — au demeurant fort importantes — telles que celles de la comparaison de divers types de pluviomètres ⁽⁹⁾, de l'emploi de pluviomètres inclinés sur les versants ^(4, 7, 11) et d'écrans de protection aérodynamique autour des surfaces réceptrices ^(12, 14), nous nous limiterons ici à l'étude du pluviomètre « Association » à surface réceptrice horizontale de 400 cm², dépourvue d'écran protecteur, instrument dont on a signalé les défauts ⁽⁹⁾ mais qui présente un intérêt considérable pour l'ingénieur puisqu'il équipe la presque totalité du réseau pluviométrique français. Il importe donc de bien connaître les limites de validité d'information des observations de ce type d'appareil exploité dans des conditions analogues à celles pratiquées à ALRANCE.

DESCRIPTION DE L'ÉQUIPEMENT PLUVIOMÉTRIQUE DU TERRAIN D'ALRANCE ET SES CONDITIONS D'EXPLOITATION

- Tous les pluviomètres en service sont du type « Association ».
- 6 postes d'observation pluviométrique repérés par les lettres *A, B, F, G, H, I* et répartis sur le Bassin (fig. I) avec l'équipement suivant :

Station	Altitude (en m)	Nomenclature des pluviomètres « Association » en service		
		Surface réceptrice		
		à 1,50 m au-dessus du sol	à 0,30 m au-dessus du sol	à 0,05 m au-dessus du sol
(Parc météo)	775	<i>A</i>	<i>A</i> ₁	<i>A</i> ₅
	815	<i>B</i>	<i>B</i> ₁	
	850	<i>F</i>	<i>F</i> ₁	
(Parc météo)	915	<i>G</i>	<i>G</i> ₁	<i>G</i> ₅
	890	<i>H</i>	<i>H</i> ₁	
	880	<i>I</i>	<i>I</i> ₁	

— Le parc *G* possède un pluviographe, une girouette et un anémomètre enregistreurs.

— Un champ de 28 pluviomètres (surface réceptrice à 1,50 m au-dessus du sol) est installé à proximité du parc *G* (fig. II). Ces appareils sont disposés par rangées de 4 en 2 groupes de 16 (4 pluviomètres sont communs aux 2 groupes) suivant 2 rangs concentriques d'environ 90 et 30 m de côté.

1er groupe : 16 pluviomètres repérés par les chiffres 1 à 16 (dits *pluviomètres-chiffres*) — distance entre rangées : 30 m.

2e groupe : 16 pluviomètres repérés par les lettres *a* à *p* (dits *pluviomètres-lettres*) — distance entre rangées : 10 m.

Le terrain est en pente régulière (15 à 20 %), parsemé de buissons bas et éloigné de tout obstacle important sauf à l'Est où il se trouve bordé par un rideau d'arbres de 5 à 8 m. de haut. Il est balayé par des vents assez violents : la moyenne journalière des vitesses de vent enregistrées en *G* entre 1952 et 1959 s'établit à 6 m/s environ.

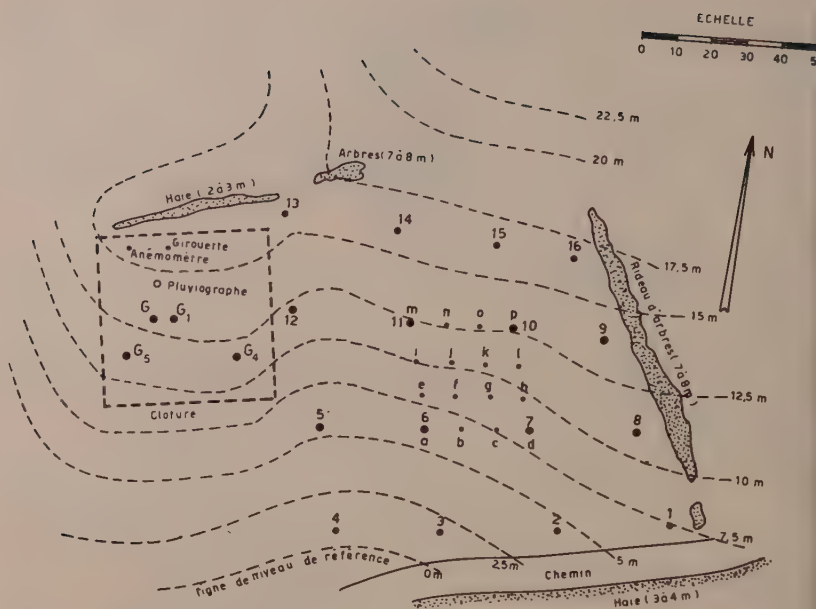


Fig. II — TERRAIN EXPÉRIMENTAL D'ALRANCE : CHAMP DE PLUVIOMÈTRES.

— Les conditions d'exploitation du terrain d'ALRANCE peuvent être qualifiées de normales : pendant toute la période explorée (1952-1959), 95 % des relevés quotidiens ont été effectués par le même observateur consciencieux et chaque pluviomètre est resté affecté au même point. Les mesures sont faites au moyen d'une éprouvette modèle O.N.M. graduée de 0 à 200 mm (une division de 2 mm sur l'éprouvette correspond à 0,1 mm de hauteur de pluie).

2. PLAN D'ÉTUDE

— La précision des mesures pluviométriques en un point A et les facteurs qui la conditionnent sont étudiés par comparaison des mesures faites à un grand nombre de pluviomètres identiques qui devraient en théorie être placés au même point mais qui en fait sont répartis sur une certaine étendue S entourant le point A. Il est donc impossible d'étudier séparément la précision des mesures de pluie en un point sur une aire en analysant les résultats d'un champ de pluviomètres.

— En première approximation, on est amené à faire l'hypothèse d'uniformité de répartition spatiale de la pluie sur l'aire S : cette hypothèse devra être testée en examinant si l'existence d'écarts systématiques entre résultats de divers pluviomètres du champ expérimental est significative ou non d'une structure de répartition de la pluie, autrement dit on s'assurera que l'on mesure bien le même phénomène sur toute l'étendue du champ.

— La pluie étant mesurée à 1,50 m au-dessus du niveau du sol (hauteur normale d'exposition de la surface réceptrice du pluviomètre « Association »), la question

la représentation de la pluie effectivement reçue au sol par cette mesure sera étudiée comparant les résultats relatifs aux pluviomètres à 1,50 m, 0,30 m et 0,05 m-dessus du sol.

— On a systématiquement exclu les résultats de mesure concernant les précipitations solides (neige, grésil) de même que les averses ayant donné moins de 20 dixièmes mm en raison des erreurs relatives importantes qui affectent leur mesure.

ANALYSE STATISTIQUE DE RÉSULTATS DU CHAMP DE PLUVIOMÈTRES D'ALRANCE

Ce champ de pluviomètres est resté en service de septembre 1950 à mars 1959, l'exception des mois d'hiver (et de l'année 1954 pour le réseau de pluviomètres-lettres). L'analyse présentée ici a porté sur les observations de la période 1^{er} mars 1952-31 mars 1959 couvrant 42 (réseau des pluviomètres-chiffres) ou 38 (réseau des pluviomètres-lettres) mois de mesure ne comprenant pas de précipitations solides.

De la période d'observation commune aux 2 réseaux, 235 averses ayant donné plus de 20 dixièmes de mm de pluie ont été sélectionnées. On a groupé les relevés pluviométriques de 2 ou plusieurs jours consécutifs lorsque les mesures ont eu lieu pendant la pluie : la précipitation journalière définie comme unité statistique correspond ainsi à une averse isolée ou à une succession d'averses bien déterminées.

Etude de la précision d'une mesure pluviométrique

Faisons d'abord l'hypothèse d'une répartition uniforme de la pluie sur toute l'étendue du champ de pluviomètres : les écarts entre observations aux différents pluviomètres d'un réseau sont attribués aux erreurs de mesure et leur analyse permet de se faire une idée de la précision de la méthode utilisée pour mesurer la pluie.

Ces erreurs proviennent :

— de la présence du pluviomètre qui modifie l'écoulement de l'air, donc la trajectoire des gouttes de pluie au voisinage de la surface réceptrice (7, 12)

— de la mesure de la quantité d'eau recueillie dans le seau du pluviomètre (9)

— de défauts possibles du pluviomètre (différences d'aire ou non-horizontalité des surfaces réceptrices, étanchéité défectueuse du seau).

Nous verrons que ces diverses causes interviennent à des degrés divers pour qualifier l'importance des écarts constatés mais la première, associée à la vitesse du vent sur le champ des pluviomètres, exerce une influence prédominante qu'il importe de préciser.

L'analyse des écarts d'observation relatifs à une classe d'averses a été conduite comme suit :

— On calcule pour chaque réseau de pluviomètres (chiffres et lettres) la moyenne des 16 mesures pluviométriques d'une averse et les valeurs en % des 16 écarts à la moyenne. L'ensemble des écarts relatifs à une classe d'averses peut être considéré comme formé de valeurs d'une variable aléatoire gaussienne p de moyenne nulle et d'écart-type σ qui caractérise la précision de la mesure de la pluie pour la classe d'averses considérée.

— On estime σ en formant un intervalle de confiance à 95 % pour ce paramètre à partir de la valeur s de l'écart-type expérimental calculée sur l'ensemble des écarts dont on dispose. On pourra tenir compte de la légère dépendance entre les 16 écarts relatifs à une même averse (cette dépendance se traduit par une augmentation de l'ordre de 3 % de la valeur de l'écart-type expérimental) : pour la commodité de l'exposé, on supposera l'échantillon des écarts formé de N valeurs indépendantes. On suppose une variable aléatoire sensiblement normale (N grand) dont l'espérance mathématique

matique est σ et la variance $\frac{\sigma^2}{2N}$, estimée par $\frac{s^2}{2N}$. D'où l'intervalle de confiance

à 95% pour σ :

$$s \pm \frac{2s}{\sqrt{2N}}$$

— En prenant pour σ la valeur limite supérieure de cet intervalle: $s + \frac{2s}{\sqrt{2N}}$

on peut dire que 95 % au moins des valeurs de p (écarts à la moyenne) sont comprises dans l'intervalle :

$$\pm 2\sigma \sim \pm 2 \left(s + \frac{2s}{\sqrt{2N}} \right)$$

qui donne l'ordre de grandeur de l'erreur à craindre dans la mesure de la pluie pour la classe d'averses étudiée.

3.1.1. Cas d'une averse ou pluie journalière

3.1.1.1. Etude de l'influence des facteurs vitesse du vent et distance entre pluviomètres

On classe les précipitations journalières observées suivant des catégories de vitesses de vent enregistrées en G au cours de chaque averse après élimination d'orages (averses dont l'intensité moyenne a dépassé 10 mm/h d'après les hyétogrammes de pluviographe G).

200 averses de pluie fine ont été retenues et classées comme suit :

Nombre d'averses par classe	Catégorie de vitesse de vent
7	$V < 2,5 \text{ m/s}$
59	$2,5 \leq V < 5 \text{ m/s}$
100	$5 \leq V < 7,5 \text{ m/s}$
34	$V \geq 7,5 \text{ m/s}$

La classe d'averses correspondant à des vitesses de vent inférieures à 2,5 m/s n'a pas été étudiée. Les résultats d'analyse pour chaque classe et l'ensemble des 200 averses de pluie fine observées et pour les deux réseaux de pluviomètres (30 m d'écartement entre lignes ou colonnes de pluviomètres) sont groupés dans les tableaux et graphiques suivants indiquant d'une part la distribution des écarts d'observation et d'autre part les erreurs à craindre dans la mesure d'une pluie journalière à partir des 2 réseaux de 16 pluviomètres. (tableaux I et II — Fig. III, IV, V).

fig III

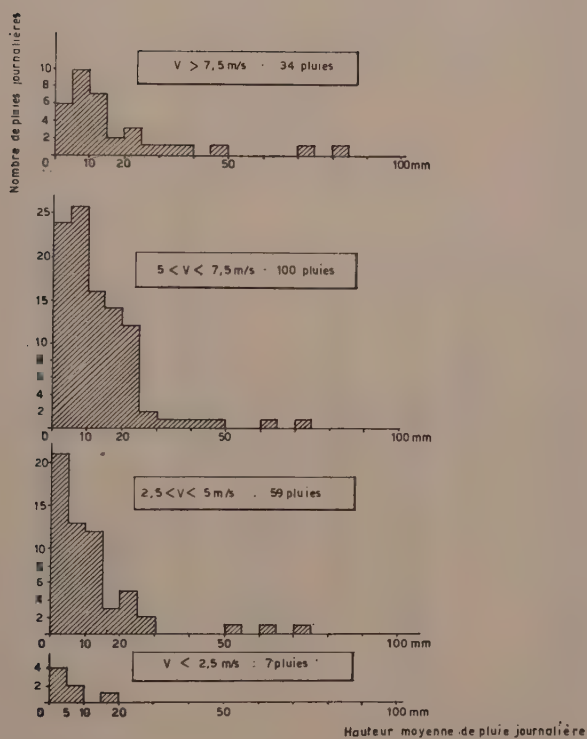


fig. III — CHAMP de PLUVIOMÈTRES D'ALRANCE. Pluviomètres chiffres (1 à 16)
 Histogrammes des Hauteurs moyennes des pluies journalières : pluie fine
 ($I < 10 \text{ mm/h}$).

TABLEAU I

*Champ de pluviomètres d'Alrance**Carré de Pluviomètres 1 à 16 (écartement moyen 30 m.)*

Distribution des écarts d'observations en % à la pluie journalière définie par la
moyenne arithmétique des 16 relevés pluviométriques
période d'observations : 1^o mars 1952 au 31 mars 1959 (l'année 1954 exceptée)

In- tervalles de classes des écarts en %	Catégories de vitesses de Vent V	$V \leq 2,5\text{m/s}$	$2,5 \leq V < 5\text{m/s}$	$5 \leq V < 7,5\text{m/s}$	$V \geq 7,5\text{m/s}$	Toutes gories 200 averses
		7 averses	59 averses	100 averses	34 averses	
- 57.5 à - 55.0					3	3
- 47.5 à - 45.0				1		1
- 42.5 à - 40.0					1	1
- 40.0 à - 37.5				1		1
- 37.5 à - 35.0			1	1	1	3
- 35.0 à - 32.5					1	1
- 32.5 à - 30.0				1	3	4
- 30.0 à - 27.5				1	3	4
- 27.5 à - 25.0			1	3		4
- 25.0 à - 22.5			1	3	2	6
- 22.5 à - 20.0	2	5		6	4	17
- 20.0 à - 17.5	1	3		12	9	25
- 17.5 à - 15.0	1	1		12	8	22
- 15.0 à - 12.5	5	3		22	12	42
- 12.5 à - 10.0	1	17		39	18	75
- 10.0 à - 7.5	6	29		58	18	111
- 7.5 à - 5.0	7	57		136	36	236
- 5.0 à - 2.5	19	115		185	51	370
- 2.5 à 0	10	195		237	77	519
0 à + 2.5	18	248		341	88	695
+ 2.5 à + 5	13	161		251	68	493
+ 5 à + 7.5	9	58		144	41	252
+ 7.5 à + 10.0	11	22		77	35	145
+ 10.0 à + 12.5	5	20		32	26	83
+ 12.5 à + 15.0	2	2		13	13	30
+ 15.0 à + 17.5	1	4		15	10	30
+ 17.5 à + 20.0		1		2	3	6
+ 20.0 à + 22.5				3	7	10
+ 22.5 à + 25.0				1	1	2
+ 25.0 à + 27.5	1			1	1	3
+ 27.5 à + 30.0					2	2
+ 30.0 à + 32.5					2	2
+ 32.5 à + 35.0						
+ 35.0 à + 37.5						
+ 37.5 à + 40.0						
+ 40.0 à + 42.5				2		2
+ 42.5 à + 45.0						
Nombre d'écarts		112	944	1600	544	3200
Moyenne		+ 0,112	+ 0,024	+ 0,006	+ 0,001	+ 0,001
Ecart type		7,89	5,26	6,85	10,34	7,21

TABLEAU II

Champ de pluviomètres d'Alrance
Carré de Pluviomètres a à p (écartement moyen 10 m.)

Distribution des écarts d'observations en % à la pluie journalière définie par la
 moyenne arithmétique des 16 relevés pluviométriques
 période d'observations : 1^{er} mars 1952 au 31 mars 1959 (l'année 1954 exceptée)

<div> <div> Catégories de vitesses de Vent V </div> <div> Intervalles de classes des écarts en % </div> </div>	$V \leq 2,5 \text{ m/s}$	$2,5 \leq V < 5 \text{ m/s}$	$5 \leq V < 7,5 \text{ m/s}$	$V \geq 7,5 \text{ m/s}$	Toutes catégories 200 averses
	7 averses	59 averses	100 averses	34 averses	
47.5 à - 45.0				1	1
45.0 à - 42.5			1		1
37.5 à - 35.0			1	1	2
35.0 à - 32.5				1	1
32.5 à - 30.0			1	1	2
30.0 à - 27.5			2	3	5
27.5 à - 25.0			2	4	6
25.0 à - 22.5		1		4	5
22.5 à - 20.0		3	8	5	16
20.0 à - 17.5	4	3	8	11	26
17.5 à - 15.0			15	14	29
15.0 à - 12.5	2	8	23	6	39
12.5 à - 10.0	2	19	46	25	92
10.0 à - 7.5	2	34	79	22	137
7.5 à - 5.0	9	47	110	36	202
5.0 à - 2.5	17	106	154	39	316
2.5 à 0	10	208	217	48	483
0 à + 2.5	26	275	337	90	728
2.5 à + 5.0	23	136	280	81	520
5.0 à + 7.5	5	67	177	60	309
7.5 à + 10.0	2	22	75	33	132
10.0 à + 12.5	8	9	40	23	80
12.5 à + 15.0	2	3	2	14	21
15.0 à + 17.5		3	3	10	16
17.5 à + 20.0			3	4	7
20.0 à + 22.5			4	7	11
22.5 à + 25.0			1	1	2
25.0 à + 27.5			1		1
27.5 à + 30.0					
30.0 à + 32.5					
32.5 à + 35.0				1	1
Nombre d'écarts	112	944	1600	544	3200
Moyenne	+ 0,089	+ 0,063	+ 0,057	+ 0,019	+ 0,018
Cart type	6.69	4.86	6.25	9.77	6.71

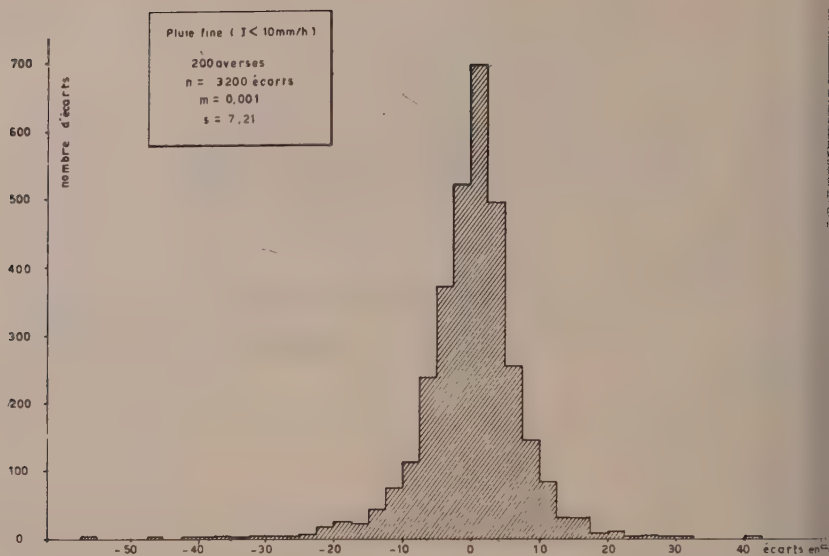


Fig. IV — CHAMP DE PLUVIOMÈTRES D'ALRANCE. POLYgone de fréquence des ÉCARTS D'OBSERVATION en % à la PLUIE JOURNALIÈRE (moyenne de 16 relevés pluviométriques): PLUVIOMÈTRES 1 à 16.

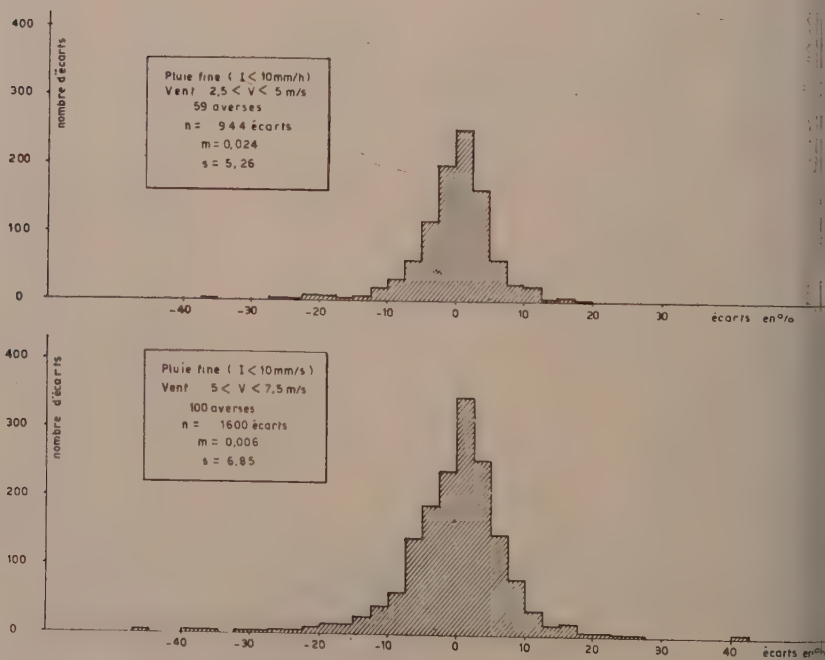


Fig. V — CHAMP DE PLUVIOMÈTRES D'ALRANCE. POLYgone de fréquence des ÉCARTS D'OBSERVATION en % à la PLUIE JOURNALIÈRE (moyenne des 16 relevés pluviométriques): PLUVIOMÈTRES 1 à 16.

Catégorie de vitesses de vent V observées pendant la pluie	Nombres d'écarts	Erreurs à craindre dans la mesure d'une pluie journalière à l'aide d'un réseau de 16 pluviomètres	
		Réseau des Pluviomètres-chiffres (écartement : 30 m)	Réseau des Pluviomètres-lettres (écartement : 10 m)
$V < 2,5$ m/s	112		
$2,5 \leq V < 5$ m/s	944	$\pm 11 \%$	$\pm 10 \%$
$5 \leq V < 7,5$ m/s	1600	$\pm 14 \%$	$\pm 13 \%$
$V \geq 7,5$ m/s	544	$\pm 22 \%$	$\pm 21 \%$
Toutes catégories de vitesses de vent (averses de pluie fine)	3200	$\pm 15 \%$	$\pm 13 \%$

L'examen de ce dernier tableau permet de tirer les conclusions provisoires suivantes :

— Moyennant l'hypothèse faite sur l'uniformité de répartition de la pluie sur carré de 100 m de côté, et dans les conditions d'installation et d'exploitation du champ des pluviomètres étudié, l'écart entre la pluie réelle et la pluie mesurée à l'un quelconque des pluviomètres du champ est inférieur à 15 % dans des cas de pluie fine, celle que soit l'importance de l'averse à l'échelle journalière.

— L'influence du facteur vitesse du vent sur la mesure des précipitations de pluie est importante. La variance de la distribution des écarts croît avec V et l'on observe par exemple une erreur deux fois plus importante lorsque l'on passe de la catégorie $2,5 \leq V < 5$ m/s à la catégorie $V \geq 7,5$ m/s.

— Le rapprochement des pluviomètres à l'intérieur d'un carré de 100 m de côté (passage du réseau des pluviomètres chiffres à celui des pluviomètres lettres) n'accroît pas de façon significative la précision de la mesure de la pluie à l'échelle journalière.

1.1.2. Etude de l'influence du facteur intensité de précipitation

Cette influence a été précisée en étudiant la distribution des écarts d'observations sur 16 pluviomètres du réseau « chiffres » relatifs à un échantillon de 35 averses orageuses dont l'intensité moyenne a dépassé 10 mm/h pour des vitesses de vent variant de 1,5 à 13 m/s (fig. VI). L'analyse statistique effectuée comme précédemment fait apparaître une erreur à craindre de l'ordre de $\pm 12 \%$ sur la mesure d'une pluie orageuse par le réseau des 16 pluviomètres chiffres. Ainsi, contrairement à ce que l'on pourrait attendre, la précision des mesures de pluie fine n'est pas supérieure à celle des précipitations orageuses. Une explication possible est qu'à vitesse de vent égale les trajectoires de gouttes de pluie sont moins déviées lors des averses à forte intensité, le grossissement des gouttes croissant généralement corrélativement avec l'intensité de précipitation.

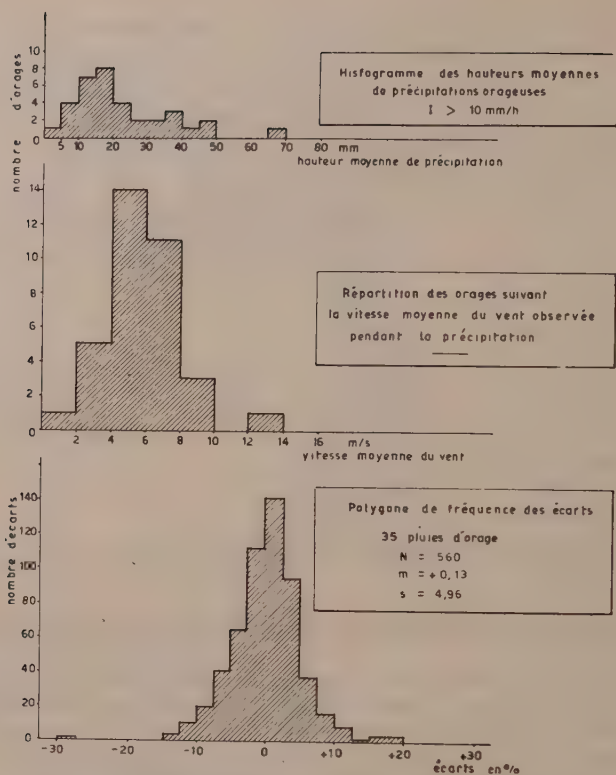


Fig. VI — CHAMP de PLUVIOMÈTRES D'ALRANCE. Pluviomètres chiffres (1 à 16) ÉTUDE DES AVERSES D'ORAGE.

3.1.2. Cas d'un total mensuel ou annuel de précipitations (sans neige)

Des analyses analogues effectuées à partir d'un échantillon de 39 (*) totaux mensuels de précipitations observées aux pluviomètres 1 à 16, représentant 334 mesures de pluie journalière, soit une moyenne de 8 mesures par mois, donnent les résultats suivants :

— L'erreur à craindre sur un total mensuel est un peu supérieure à 8 % (8,2). On remarquera que l'erreur relative portant sur un total de 8 mesures de pluie journalière (pluie fine) peut être chiffrée à partir de celle définie à l'échelle journalière

par $\frac{15}{\sqrt{8}} = 5,3\%$. Ce chiffre, inférieur à celui obtenu par l'analyse des totaux mensuels

bruts, s'explique par l'homogénéité des averses sélectionnées (pluie fine) : les précipitations à forte intensité ($I < 10$ mm/h) ou à faible rendement ($P < 2$ mm) exclues représentent en nombre 40 % des pluies journalières réellement prises en compte dans les totaux mensuels et donnent des écarts de mesure importants en valeur relative.

(*) L'échantillon initial de 42 totaux mensuels a été réduit à 39 en groupant les mois particulièrement déficitaires ayant reçu moins de 15 mm en moins de 3 averses journalières.

— L'erreur affectant un total annuel de précipitations est estimée à :

$$\pm \frac{8,2}{\sqrt{12}} = \pm 2,4\%.$$

Elle s'abaisse à $\pm 1,5\%$ en supposant que toutes les pluies (100 averses en année moyenne) sont des averses de pluie fine. En fait, suivant la proportion de précipitations vigoureuses, l'erreur sur un total annuel de précipitations mesurées sur le champ de pluviomètres d'ALRANCE serait nettement plus forte.

1.2.1. Remarque sur les conditions d'étude de la précision d'une mesure pluviométrique

L'existence d'erreurs systématiques affectant les différents pluviomètres d'un réseau n'a pas été prise en compte et les averses ont été analysées indépendamment de leur importance. Les chiffres indiqués comme « erreur à craindre » représentent les limites supérieures de cette erreur de mesure de la pluie sur le champ de pluviomètres. L'erreur afférente à un pluviomètre particulier du réseau, après correction de l'erreur systématique qui l'affecte, est sensiblement plus faible et décroît avec l'importance de l'averse P . Voici à titre d'exemple comment varie avec P l'erreur relative maximum e_M affectant le pluviomètre n° 15 (corrigé d'une erreur systématique de $-0,5\%$) dans la mesure des averses de pluie fine :

P (mm)	e_M (%)
10	$\pm 15\%$
20	$\pm 10\%$
40	$\pm 5\%$
80	$\pm 2,5\%$

Cette erreur e_M concerne une mesure de pluie « ponctuelle » (au point 15) tandis que l'erreur à craindre calculée précédemment affecte l'extension à toute l'étendue du champ d'une mesure de pluie effectuée à l'un quelconque des pluviomètres du réseau chiffres ou lettres.

2. Etude de la répartition spatiale de la pluie sur le champ de pluviomètres

Le problème posé est le test d'hypothèse suivant :

L'hypothèse de répartition uniforme de la pluie sur le champ de pluviomètres peut-elle être validée par une analyse statistique des observations ? Sinon quelles causes peuvent être assignées aux variations de répartition spatiale apparues ?

Jusqu'ici les écarts constatés entre les mesures de pluie aux différents pluviomètres des deux réseaux ont été attribués à des causes fortuites c'est-à-dire non découlées pour la plupart. Or il apparaît des différences systématiques entre les observations aux différents pluviomètres. A l'échelle mensuelle par exemple les moyennes des hauteurs de pluies recueillies varient de 95,5 % (pluviomètre 14) à 103,5 % (pluviomètre 4) de la moyenne calculée sur l'ensemble des 16 pluviomètres-chiffres (tableau III) et l'examen des histogrammes des écarts relatifs à chaque pluviomètre sur les 27 mois étudiés de la période 1952-1957 montre qu'il s'agit bien d'écarts systématiques : on les retrouve aussi bien à l'échelle journalière qu'à l'échelle

annuelle. Le test d'hypothèse envisagé se ramène en définitive à l'analyse de ces écarts : sont-ils susceptibles d'une explication et sont-ils significatifs d'une certaine structure de répartition spatiale de la pluie sur le champ de pluviomètres ?

TABLEAU III

Réseau des pluviomètres-chiffres

Moyennes (m) et écart-types (s) des hauteurs de pluie mensuelles recueillies aux différents pluviomètres rapportées aux moyennes mensuelles calculées sur l'ensemble des 16 pluviomètres du réseau (m et s exprimés en %)

— m et s ont été calculés sur 27 mois sans neige de la période mars 1952-mai 1957—

(13) $m = 97.5$ $s = 4.1$	(14) $m = 95.5$ $s = 3.7$	(15) $m = 99.5$ $s = 1.7$	(16) $m = 100.5$ $s = 2.1$
(12) $m = 100.5$ $s = 3.7$	(11) $m = 101.5$ $s = 2.6$	(10) $m = 102.5$ $s = 2.3$	(9) $m = 101.0$ $s = 1.7$
(5) $m = 102.0$ $s = 1.9$	(6) $m = 102.5$ $s = 2.3$	(7) $m = 96.0$ $s = 3.2$	(8) $m = 96.0$ $s = 1.9$
(4) $m = 103.5$ $s = 2.4$	(3) $m = 100.0$ $s = 2.8$	(2) $m = 103.0$ $s = 2.0$	(1) $m = 97.5$ $s = 2.6$

3.2.1. *Comparaison des estimations de la pluie suivant divers groupements de pluviomètres.*

Cette comparaison fournit une première indication de validité de l'hypothèse étudiée. Les moyennes de mesures des 200 averses de pluie fine ($I < 10$ mm/h) étant réparties en 4 classes d'après les vitesses de vent observées (tableau IV).

classe I	$V < 2.5$ m/s	7 averses
classe II	$2.5 < V < 5$ m/s	59 averses
classe III	$5 < V < 7.5$ m/s	100 averses
classe IV	$V > 7.5$ m/s	34 averses

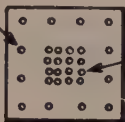
TABLEAU IV

Champ de pluviomètres d'Alrance

Hauteurs moyennes de pluie journalière (en dixièmes de mm) aux pluviomètres
des réseaux chiffres et lettres
calculées sur un échantillon de 200 averse de pluie fine de la période 1952-1959)

Réseau chiffres

Réseau lettres



V < 2.5 m/s : 7 averse						2.5. ≤ V < 5 m/s : 59 averse s					
54	52			55	55	122	121			126	127
59	53	52	56	55	55	126	128	123	128	128	128
	54	58	54	50			127	130	127	121	
	54	57	54	58			123	125	125	127	
55	57	57	56	50	54	127	129	129	126	121	123
57	54			57	53	129	126			129	125
5 ≤ V < 7.5 m/s : 100 averse						V ≥ 7.5 m/s : 34 averse					
30	130			133	135	166	165			166	166
34	136	132	139	137	135	169	172	176	167	176	166
	137	141	137	123			173	181	174	155	
	131	139	129	137			165	178	165	175	
37	139	134	136	125	129	173	173	170	167	155	157
39	135			137	130	175	166			173	162

Les résultats suivants ont été obtenus (exprimés en % de la moyenne des mesures
x 16 pluviomètres chiffres) :

— Les différences entre moyennes des mesures aux 16 pluviomètres lettres
seau à maille de 10 m) et aux 16 pluviomètres chiffres (réseau à maille de 30 m)
at négligeables :

classe I : 0.0 %

classe II : + 0.1 %

classe III : + 0.5 %

classe IV : + 1.5 %

— Les moyennes des mesures aux pluviomètres chiffres groupés par carrés
4 adjacents ont fourni 9 nombres par classe d'averse. Les écarts maxima entre
groupes rapportés à la moyenne des 16 pluviomètres-chiffres définissent les

intervalles de variations suivants :

classe I : $\pm 2.3 \%$
classe II : $\pm 1.4 \%$
classe III : $\pm 2.6 \%$
classe IV : $\pm 2.9 \%$

— Le groupe central formé par les 4 pluviomètres chiffres 6-7-10-11 sommés du réseau des pluviomètres lettres diffère de la moyenne générale des 16 pluviomètres lettres des quantités suivantes (exprimées en % de la moyenne des 16 pluviomètres lettres) :

classe I : $+ 1.6 \%$
classe II : $+ 0.3 \%$
classe III : $+ 0.1 \%$
classe IV : $+ 0.6 \%$

Compte tenu de la précision des mesures, il n'apparaît pas de différences significatives entre les diverses estimations de la pluie par groupes de 4 et 16 pluviomètres. Le rapprochement des pluviomètres, dont on a vu qu'il n'améliorait pas de façon significative la précision des mesures, n'ajoute donc rien à la connaissance de la pluie sur le champ de pluviomètres. Cependant avant de conclure à l'uniformité de la pluie sur cette surface, il importe d'examiner les causes d'erreurs systématiques affectant certains pluviomètres.

3.2.2. Etude des causes d'écarts systématiques entre les pluviomètres

3 explications sont possibles a priori :

— la méthode de mesure de la pluie est défectueuse. Après enquête cette cause a été écartée : les mesures à l'éprouvette ne peuvent introduire d'erreurs systématiques variables avec les pluviomètres.

— les pluviomètres utilisés ne sont pas absolument identiques et présentent des défauts de forme ou d'installation.

— la répartition spatiale de la pluie présente une certaine structure explicable par la non-uniformité du champ de vitesses d'écoulement de l'air au niveau des surfaces réceptrices. Cette non-uniformité est due à la présence des pluviomètres, aux obstacles (arbres et buissons) intérieurs au champ et à des phénomènes de turbulence de l'air liés à des conditions d'instabilité locales à très petite échelle donnant naissance à des courants de convection ⁽¹⁰⁾.

a) Ecarts systématiques dus aux défauts des pluviomètres

Pour vérifier dans quelle mesure les écarts constatés pouvaient être attribués à des défauts inhérents aux différents pluviomètres, on a échangé en juin 1957 les pluviomètres 14 et 2 qui recueillaient respectivement 95.5 % et 103 % de la moyenne des précipitations mesurées aux 16 pluviomètres chiffres. On a pu constater une inversion de résultats significative entre 1957 et 1959 : le pluviomètre 14 passant de 95.5 à 103 % et le pluviomètre 2 de 103 à 100.5 %. Le même phénomène s'est produit en échangeant les pluviomètres *m* et *n* du réseau des pluviomètres-lettres. Hormis ces deux cas d'intervention, chaque pluviomètre est resté affecté au même point de mesure de 1952 à 1959 et l'on a pu constater la permanence en 1957-59 des écarts systématiques existant entre 1952 et 1957. *Il apparaît donc que l'on peut expliquer par la non-identité des pluviomètres une part importante des écarts constatés.*

A quels défauts attribuer ces erreurs systématiques ?

— Les surfaces réceptrices des pluviomètres (bague tournée à l'orifice) sont égales à moins de 1 % près.

— L'étanchéité des seaux a été vérifiée (toutefois certains ont été ressoudés près éclatement par gel).

— La non horizontalité de la surface réceptrice jointe à l'inclinaison des trajectoires des gouttes de pluie permet d'expliquer l'ordre de grandeur des écarts constatés. Comme on va le voir pour des pluviomètres dont les surfaces réceptrices sont inclinées de $\pm 5^\circ$ sur l'horizontale. L'angle d'incidence i de la pluie (inclinaison de la trajectoire de la pluie sur la verticale au voisinage de la surface réceptrice) variant de 0 à 45° — cette inclinaison est atteinte et dépassée par vents de 10 m/s non exceptionnels à LORRAINE —, les limites de variation de l'écart relatif r entre la pluie mesurée par pluviomètres inclinés de $+5^\circ$ et -5° et la moyenne de la pluie mesurée par un grand nombre de pluviomètres inclinés prenant en nombre égal toutes les inclinaisons comprises entre $+5^\circ$ et -5° sont données par le tableau suivant :

i (degrés)	0	5	10	20	30	40	45
r (%)	± 0.2	± 0.8	± 1.5	± 3.0	± 5.0	± 7.0	± 9.0

L'inclinaison systématique d'un pluviomètre dans une direction privilégiée peut être due soit à l'inclinaison du support (piquet fer fixé sur un dé de béton), soit à un défaut de calage du seau sur la platine support (fond bosselé) ou encore à une remise en place défectueuse du cône récepteur par l'observateur. Les contrôles effectués sur place n'ont pas permis de déterminer avec certitude quelle cause était prépondérante : on peut les considérer comme également plausibles.

2.2.2. Ecarts systématiques dus à la répartition spatiale de la pluie

Les défauts des pluviomètres ne constituent pas à eux seuls une explication suffisante des écarts systématiques observés : il reste à examiner si ces écarts sont significatifs d'une structure de répartition de la pluie sur le champ de pluviomètres.

— Chaque réseau étant disposé en carré on a effectué une analyse de variance à 2 causes contrôlées (lignes et colonnes) pour tester l'homogénéité des hauteurs moyennes de pluie journalière (catégorie pluie fine) P_{ij} recueillies par les 16 pluviomètres d'un seau. Les 16 nombres P_{ij} forment un tableau à 4 lignes et 4 colonnes et l'on considère chaque ligne ou colonne comme un échantillon de valeurs indépendantes tiré de populations distribuées normalement et de même variance. Dans ces conditions l'hypothèse testée est la non existence d'une cause systématique de variation entre lignes ou entre colonnes, ce qui équivaut à dire que les moyennes par lignes et par colonnes, sont les mêmes aux fluctuations d'échantillonnage près.

— Une première série de 6 analyses portant sur les 2 réseaux de pluviomètres chiffres et lettres et sur les 3 catégories d'averses de pluie fine sélectionnées d'après 3 classes de vitesse de vent supérieures à 2.5 m/s a conduit dans tous les cas à la conclusion d'écarts non significatifs : les différences observées entre lignes et colonnes dans leur ensemble sont dues aux erreurs d'échantillonnage. On peut donc admettre que l'on mesure le même phénomène sur les carrés concentriques de 1000 et 10.000 m^2 de superficie.

— Cette conclusion est renforcée par les résultats identiques obtenus par une 2e série d'analyses de variance effectuées sur les moyennes de pluie journalières relatives à 124 averses classées par direction de vent en cours d'averse (80 % des averses ont lieu par vent de secteur Ouest) :

Direction du vent	Nombre d'averses
S + SW + WSW	38
W	32
WNW + NW	37
Autres directions	17

— Peut-on conclure à l'uniformité de répartition spatiale de la pluie sur tout le champ ? Prises dans leur ensemble les lignes de pluviomètres ne donnent pas de résultats significativement différents, il en est de même des colonnes, mais les écarts systématiques apparaissent au niveau des pluviomètres pris isolément. Pour mettre

Fig. VII — CHAMP DE PLUVIOMÈTRES D'ALRANCE. Disposition des pluviomètres excédentaires et déficitaires par rapport à la moyenne des réseaux pour différentes catégories d'averses :

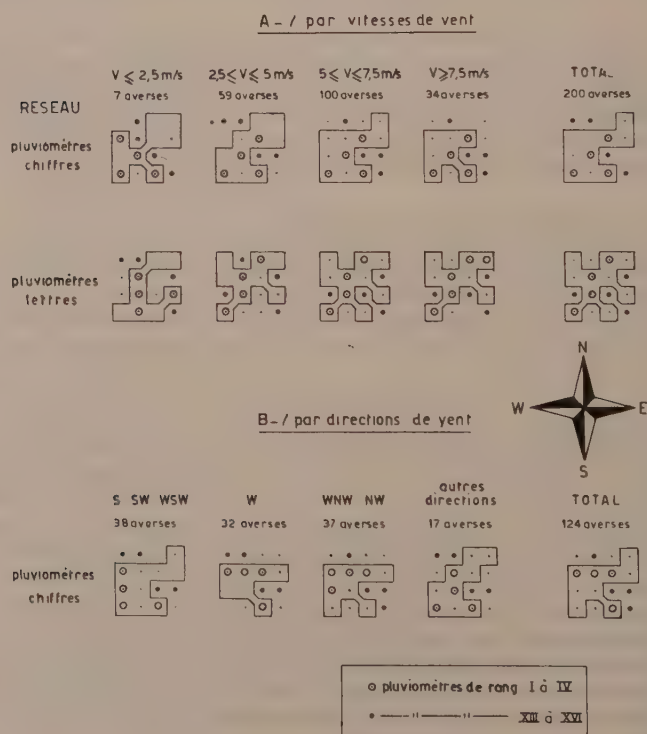


TABLEAU V

Classement des pluviomètres du champ d'Alrance par ordre décroissant des écarts à la moyenne pour différentes catégories d'averses

<i>Pluviomètres chiffres</i>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Classes de vitesses de vent</i>																
$V < 2.5 \text{ m/s}$	14	2	11	3	7	4	16	12	6	5	13	1	10	15	9	8
$2.5 < V < 5 \text{ m/s}$	12	1	9	3	7	2	16	13	6	4	5	10	14	15	11	8
$5 < V < 7.5 \text{ m/s}$	13	3	7	1	5	2	16	15	8	4	6	10	12	14	11	9
$V > 7.5 \text{ m/s}$	14	3	11	2	5	4	16	15	9	1	6	7	10	13	12	8
Moyenne 200 averses	13	4	9	1	5	2	16	12	7	3	6	10	14	15	11	8

<i>Classes de direction de vent</i>																
S + SW + WSW	12	2	6	3	4	5	14	16	9	8	7	1	15	13	11	10
W	14	1	12	9	5	6	15	13	7	2	4	3	10	16	11	8
WNW + NW	13	6	11	5	4	8	16	15	7	2	1	3	12	14	10	9
Autres directions	10	3	5	1	7	2	13	16	11	6	4	12	15	14	8	9
Moyenne 124 averses	13	1	10	5	6	7	15	16	8	4	3	2	12	14	11	9

<i>Pluviomètres lettres</i>	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p
<i>Classes de vitesses de vent</i>																
$V < 2.5 \text{ m/s}$	3	4	7	16	11	5	12	1	9	2	10	15	13	14	6	8
$2.5 < V < 5 \text{ m/s}$	2	11	10	15	14	3	12	7	8	1	9	16	4	13	6	5
$5 < V < 7.5 \text{ m/s}$	3	11	9	15	13	4	14	5	7	1	8	16	10	12	2	6
$V > 7.5 \text{ m/s}$	8	10	12	15	13	2	14	5	7	1	6	16	9	11	3	4
Moyenne 200 averses	4	11	10	15	13	2	14	6	7	1	8	16	9	12	3	5

en relief ces anomalies et leur distribution spatiale, nous avons effectué le classement des pluviomètres par ordre décroissant des écarts à la moyenne pour les différentes catégories d'averses précédemment définies en fonction des vitesses et directions de vent (tableau V) et représenté la disposition sur le terrain des pluviomètres présentant des écarts positifs ainsi que celle des 4 pluviomètres les plus forts et les plus faibles (fig. VII).

— Une configuration de répartition indépendante du facteur vitesse du vent apparaît nettement dans le réseau des pluviomètres lettres où les pluviomètres de rang I à IV et XIII à XVI présentent la même disposition relative.

— Le groupement des pluviomètres à écarts positifs dans le réseau des pluviomètres chiffres varie sensiblement avec la vitesse et la direction du vent tout en conservant une certaine structure :

Le carré de 3×3 pluviomètres le plus bas à gauche contient toujours un minimum de 6 pluviomètres à écarts positifs et les 4 pluviomètres de rang I à IV. Par contre le pluviomètre 7 (d) qui fait partie de ce carré accuse constamment le rang XVI (sélection par vitesse de vent) ou un rang compris entre XIII et XVI (sélection par direction de vent).

Les pluviomètres des bordures Nord et Est sont généralement déficitaires et viennent à un rang assez bas : leur déficit croît avec la vitesse du vent. On peut attribuer ce fait à la présence d'obstacles extérieurs au champ de pluviomètres : rangée d'arbres bordant le champ à l'Est et groupe d'arbres au Nord Ouest du pluviomètre 14 qui accuse un minimum (rang XVI) par vent de secteur Ouest.

Il convient de rester prudent dans l'interprétation de ces phénomènes dont les vérifications expérimentales sont impossibles à posteriori. Nous pouvons conclure à l'existence d'une certaine structure de répartition spatiale de la pluie à l'échelle fine sur le champ de pluviomètres explicable par les modifications, dues à divers obstacles naturels ou artificiels, que subit l'écoulement de l'air sur cette superficie. Mais on ne saurait aller plus avant dans l'analyse de cette structure dont le caractère est considérablement masqué par d'autres causes d'erreurs systématiques inhérentes aux pluviomètres utilisés.

L'hypothèse d'uniformité de répartition spatiale de la pluie est valable à l'échelle des réseaux du champ de pluviomètres d'ALRANCE et dans ses conditions d'installation et d'exploitation : elle ne l'est plus quand on compare les différents pluviomètres où les fluctuations d'échantillonnage et les erreurs systématiques dues aux défauts des pluviomètres ne suffisent pas à expliquer les écarts constatés. Toutefois, l'analyse des résultats ne permet pas de préciser quantitativement la structure de répartition de la pluie à l'échelle fine non plus que son mécanisme et ses causes.

3.3. Conclusions à l'étude des résultats du champ de pluviomètres d'ALRANCE

— Ces conclusions sont valables pour un réseau de pluviomètres dont les conditions d'installation et d'exploitation sont analogues à celles d'ALRANCE : des pluviomètres disposés en carré ou en triangle dans des parcs expérimentaux bien abrités (7,13) conduisent à des résultats sensiblement meilleurs en ce qui concerne la précision de la mesure de la pluie sur une aire, mais d'une part les pluviomètres utilisés sont d'un type différent de ceux en service à ALRANCE et d'autre part leur durée d'exploitation trop courte n'a pas permis de faire des comparaisons valables avec nos résultats.

— Avec l'information recueillie à ALRANCE, il a été possible de définir des ordres de grandeur limites d'erreur à craindre pour la mesure de la pluie sur une aire de 10.000 m^2 , de préciser quantitativement « in situ » l'influence de la vitesse du vent sur la précision des mesures pluviométriques et de constater que les défauts de forme ou d'installation des pluviomètres étaient susceptibles d'expliquer une

part importante des erreurs systématiques affectant les résultats de certains appareils du réseau.

— La répartition spatiale de la pluie à l'échelle fine présente une certaine structure sur le champ étudié : les analyses effectuées ont mis en évidence l'influence d'obstacles extérieurs pour rendre compte des anomalies constatées, mais en définitive, l'hypothèse d'uniformité de répartition reste valable sur l'ensemble des réseaux de pluviomètres, compte tenu de la précision des mesures qui y sont effectuées.

— Nous remercions ici Mlle N. SALMON, Ingénieur à la Direction des Etudes & Recherches d'E.D.F., pour son importante collaboration à cette étude.

4. COMPARAISON DES RÉSULTATS DE MESURE DE LA PLUIE A DIFFÉRENTES HAUTEURS AU DESSUS DU SOL

Les mesures pluviométriques étant généralement utilisées pour estimer la quantité d'eau précipitée effectivement reçue par le sol, nous avons comparé les résultats de pluviomètres « Association » dont les surfaces réceptrices sont respectivement à 1.50 m, 0.30 m et 0.05 m au dessus du sol répartis sur le Bassin Expérimental (fig. VIII, IX, X).



Fig. VIII — TERRAIN EXPÉRIMENTAL D'ALRANCE : (au premier plan) Pluviomètre « Association » à 1.50 m. au dessus du sol (G).



Fig. IX — TERRAIN EXPÉRIMENTAL D'ALRANCE. Pluviomètre « Association » à 0.30 m. au dessus du sol — (A_1).



Fig. X — TERRAIN EXPÉRIMENTAL D'ALRANCE. Pluviomètre « Association » (G_5) — surface réceptrice à 0.05 m. au dessus du sol.

Des études comparatives analogues effectuées soit sur des pluviomètres « Association » (2, 3), soit sur d'autres types de pluviomètres (1, 6, 8, 9) ont montré qu'un pluviomètre au sol ne reçoit pas en moyenne plus de 110 % du montant des précipitations mesurées à 1.50 m au-dessus du sol. Ce chiffre varie fortement suivant l'exposition de la station : l'écart pour un type donné d'appareil étant étroitement lié aux variations du vent en vitesse et direction au voisinage du sol.

4.1. Analyse des mesures de pluie à 1.50 m et 0.30 m au dessus du sol

Les rapports $\frac{A_1}{A}$, $\frac{B_1}{B}$, $\frac{F_1}{F}$, $\frac{G_1}{G}$, $\frac{H_1}{H}$, $\frac{I_1}{I}$ des hauteurs de pluie mesurées aux différentes stations du Bassin ont été calculées pour chacun des 34 mois sans neige de la période 1955-59, ainsi que les rapports globaux par année et pour l'ensemble des 5 années analysées (cf. tableau suivant et figure XI) :

Nombre de mois sans neige par année	Pluie mesurée en G (mm)	Valeurs des rapports $\frac{\text{Pluie mesurée à 0.30 m}}{\text{Pluie mesurée à 1.50 m}}$ par année (mois sans neige)					
		$\frac{A_1}{A}$ (%)	$\frac{B_1}{B}$ (%)	$\frac{F_1}{F}$ (%)	$\frac{G_1}{G}$ (%)	$\frac{H_1}{H}$ (%)	$\frac{I_1}{I}$ (%)
1955 7 mois	557	101.6	103.7	99.3	104.3	99.5*	104.8
1956 6 mois	705	102.2	103.9	99.4	103.4	98.5	101.1
1957 8 mois	739	102.7	104.6	97.4*	100.6	97.6*	99.9*
1958 8 mois	809	103.7	104.9	94.0	103.3	101.0	99.8
1959 5 mois	442	102.7	103.8	98.3	100.6	101.5	100.8
1955-59 34 mois	3252						
Moyenne rap. mensuels (m)		102.6	104.2	97.4	102.5	99.6	101.1
Ecart type rap. mens. (s)		1.7	2.5	4.9	2.8	3.0	3.6

* Manque un mois.

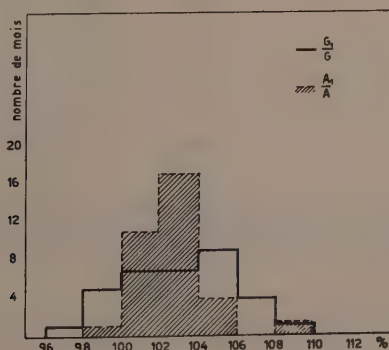


Fig. XI — Répartition des rapports mensuels $\frac{A_1}{A}$ et $\frac{G_1}{G}$

4.1.1. Interprétation des résultats

1) Les pluviomètres à 0.30 m au dessus du sol recueillent systématiquement plus d'eau que les pluviomètres à 1.50 m : le phénomène est d'autant plus net que l'emplacement de la station est mieux abrité (comparer les stations A et B dans le vallon de la SAIGNERIE aux stations G et I dépourvues de protection et exposées à des vents forts). Les pluviomètres F_1 et H_1 font exception : l'un et l'autre sont en effet perturbés par des obstacles environnants (clôture basse et murette), aussi ne tiendra-t-on pas compte de leurs résultats dans ce qui va suivre.

2) Les moyennes m des rapports A_1/A , B_1/B , G_1/G sont significativement différentes de 100, mais compte tenu de leur dispersion la valeur 100 reste comprise dans l'intervalle de confiance à 95 % pour l'estimation de ces rapports mensuels. Il apparaît ainsi que l'écart entre les mesures de pluie à 1.50 m et 0.30 m au dessus du sol est moins important en ces stations du terrain d'ALRANCE qu'on ne l'aurait pensé d'après les résultats de comparaisons semblables effectuées ailleurs.

3) L'influence du facteur vitesse du vent a été précisée comme suit :

a) La dispersion des valeurs de rapport mensuel croît d'une station à l'autre avec l'exposition au vent des pluviomètres. A_1 et G_1 ont des valeurs de m sensiblement égales mais les écarts types diffèrent significativement ($S_{G_1} > S_{A_1}$) comme les vitesses de vent observées en A et G ($V_G \sim 1.5 V_A$).

b) On a étudié en G sur un échantillon de 337 pluies journalières (1953-1959) la répartition des écarts positifs ou négatifs entre G et G_1 en fonction de la vitesse du vent enregistrée au cours de la pluie :

Catégories de vitesses de vents pendant la pluie	Nombre de cas observés	Fréquence des cas où			
		$G_1 \geq G$		$G_1 < G$	
		absolue	relative	absolue	relative
$0 < V < 2.5$ m/s	8	7	87.5 %	1	12.5 %
$2.5 < V < 5$ m/s	79	74	93.6 %	5	6.4 %
$5 < V < 7.5$ m/s	186	156	83.9 %	30	16.1 %
$7.5 < V < 10$ m/s	52	36	69.2 %	16	30.8 %
$V > 10$ m/s	12	5	41.7 %	7	58.3 %

Lorsque $2.5 < V < 7.5$ m/s $G_1 \geq G$ dans près de 90 % des cas (sur 285)
 Lorsque $V > 7.5$ m/s $G_1 \geq G$ dans 64 % des cas seulement (sur 64)

On peut supposer que par vent très fort la turbulence de l'air au voisinage du sol doit être plus importante qu'autour du pluviomètre G à 1.50 m du sol et tend à réduire l'interception de la pluie par le pluviomètre G_1 .

4) L'existence en été des écarts positifs les plus forts au bénéfice des pluviomètres à 0.30 m donne à penser que l'évaporation plus active dans le pluviomètre à 1.50 m joue également un rôle, les relevés pluviométriques sur le terrain d'ALRANCE n'ayant pas lieu immédiatement après chaque averse mais étant effectués chaque jour à heure fixe.

4.2. Analyse des mesures de pluie à 1.50 m et 0.05 m au dessus du sol

Les pluviomètres au sol (surface réceptrice à 0.05 m au dessus du sol) A_5 et G_5 (fig. X) sont en service depuis juillet 1957. Les rapports mensuels A_5/A et G_5/G sont tous inférieurs à 100 pour les 17 mois sans neige de la période juillet 1957-décembre 1959, de même que les rapports globaux par année :

Nombre de mois sans neige par année	Pluie mesurée en G (mm)	Valeurs des rapports globaux	
		A_5/A (%)	G_5/G (%)
1957 4 mois	223	94.1	93.7
1958 8 mois	809	95.6	93.3
1959 5 mois	442	95.1	92.3
1957-59 17 mois	1474	95.2	93.0

Ces résultats vont à l'encontre des conclusions d'études similaires qui indiquent des écarts positifs pour les pluviomètres au sol comparés à des pluviomètres à 1.00 m ou 1.50 m au dessus du sol^(6, 8). Rien dans les caractéristiques des pluviomètres A_5 et G_5 , ni dans leur position ne permet d'expliquer ce fait : il faut donc rechercher les causes de ce déficit dans les conditions d'environnement susceptibles de provoquer la formation de tourbillons autour des appareils.

Autour de A_5 et G_5 (fig. X) un espace de 1 m² environ a été dégagé de la végétation herbacée environnante et recouvert de sable afin d'éviter le rejaillissement des gouttes d'eau dans le pluviomètre lors des pluies intenses. De ce fait, une zone de moindre résistance à l'écoulement de l'air a été créée où prennent naissance des tourbillons d'autant plus importants que la vitesse du vent est plus forte (ce qui explique le rendement de G_5 inférieur à celui de A_5 plus abrité). Cette explication est d'autant plus plausible que les pluviomètres au sol qui ont fait l'objet des études citées en référence, sont entourés d'un grillage horizontal reconstituant au moins partiellement la rugosité naturelle du sol environnant.

4.2.1. Conclusions à l'étude des mesures de pluie à différentes hauteurs du dessus du sol

— Les conditions de mesure de la pluie sur le Bassin Expérimental d'ALRANCE sont assez sévères en raison principalement du régime des vents dont les rafales dépassent assez fréquemment 10 m/s. On a pu montrer que le pluviomètre « Association » à surface réceptrice horizontale à 1.50 m au dessus du sol fournit une représentation correcte de la pluie avec une précision acceptable à condition que le choix de son emplacement réponde à certaines conditions d'exposition (site abrité des vents violents

et éloigné d'obstacles apportant des perturbations variables et importantes aux conditions d'écoulement de l'air).

— En une station pluviométrique de ce type, l'écart systématique observé entre un pluviomètre à 1.50 m et un pluviomètre à 0.30 m au dessus du sol ne dépasse pas en ordre de grandeur l'erreur admissible sur la mesure de la pluie au pluviomètre à 1.50 m.

— Si cet écart est sensiblement supérieur à l'erreur de mesure (en + ou en -) il faut conclure à la « non-représentativité » de l'un ou l'autre des pluviomètres : on sera souvent amené à reconnaître que le site de la station n'est pas adéquat. Ce test a été utilisé à ALRANCE pour supprimer certains pluviomètres situés sur des crêtes du bassin où l'écart entre pluviomètres à 1.50 m et 0.30 m dépassait 10 % à l'échelle mensuelle. On dispose ainsi d'un moyen de vérifier si le pluviomètre « Association » normal est représentatif de la pluie arrivant au sol.

— Il est préférable d'utiliser un pluviomètre à 0.30 m pour cette vérification plutôt qu'un pluviomètre au sol dont l'installation nécessite un soin particulier pour donner à l'échelle fine une représentation correcte de la pluie arrivant au sol. Ce point est important lorsqu'il s'agit de choisir des « pluviomètres-témoins » pour l'étude de bilans hydrologiques sur bacs d'évaporation ou lysimètres dont les superficies n'excèdent jamais quelques mètres carrés.

BIBLIOGRAPHIE

- (1) BAC (S.). — Influence de la manière de mesurer sur la détermination de la hauteur des précipitations atmosphériques. *Comptes-rendus et rapports de l'A.I.H.S. — Assemblée Générale de Bruxelles 1951* — T.III — pp.33-43.
- (2) BRAZIER (C.E.). — Sur la mesure correcte de la pluie. *La Météorologie* — Paris 1927 — pp. 385-395.
- (3) CAPPUS (P.). — Répartition des précipitations sur un bassin versant de faible superficie. *Comptes-rendus et rapports de l'A.I.H.S. — Assemblée Générale de Toronto 1957* — T.I, pp. 515-528 (15 références bibliographiques).
- (4) HAMILTON (E.L.). — Rainfall Sampling on Rugged Terrain. U.S. Department of Agriculture — Washington D.C. — *Technical Bulletin* n° 1096 (1954) — 41 p. (31 références bibliographiques).
- (5) HAMILTON (E.L.) et REIMANN (L.F.). — Simplified Method of Sampling Rainfall on the San Dimas Experimental Forest. California Forest and Range experiment station forest service, U.S. Dept of Agriculture — *Technical Paper* n° 26 — October 1958 — 8 p.
- (6) HOECK (E.) et THAMS (J.C.). — Zum problem der Niederschlagsmessung *Geofisica Pura e Applicata* — Milano — vol. XIX — 1951 — fasc. 3-4 — 7 p. (2 références bibliographiques).
- (7) LEVERT (C.). — Some problems concerning the «three dimensional location» of a rain. *Wetenschappelijk Rapport W.R. 59-2* — K.N.M.I. — *De Bilt* 1959 — (Ronéotypé) 39 p + figures hors texte (52 références bibliographiques).
- (8) MALSCH (W.). — Vergleich von Niederschlagsmessungen mit einem freistehenden und einem in die Erde versenkten Regenmesser. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone* — Nr 35 — Bad Kissingen 1952 — pp. 316-320.
- (9) PONCELET (L.). — Comparaison de pluviomètres. *Comptes-rendus et rapports de l'A.I.H.S. — Assemblée générale de Rome 1954* — T. I — pp. 295-308.
- (10) SERRA (L.). — La précision des mesures pluviométriques. *Comptes-rendus et rapports de l'A.H.I.S. — Assemblée générale de Rome 1951* — T. I — pp. 312-321.
- (11) SERRA (L.). — La mesure correcte des précipitations — Pluviomètre horizontal et pluviomètres inclinés. *La Houille Blanche* — N° spécial A — Grenoble 1953 — pp. 46-52.
- (12) SERRA (L.). — Possibilités d'amélioration des mesures de précipitations. *Comptes-rendus et rapports de l'A.I.H.S. — Assemblée Générale de Toronto — 1957* — T. I — pp. 535-545.
- (13) WATKINS (L.H.). — Variation between Measurements of rainfall made with a grid of gages. *The Meteorological Magazine (G. B.)* Nov. 1955 — N° 1001 — vol. 84 — pp. 350-354.
- (14) WEISS (L.L.) et WILSON (W.T.). — Precipitation Gage shields. *Comptes-rendus et rapports de l'A.I.H.S. — Assemblée générale de Toronto 1957* — T. I — pp. 462-484 (248 références bibliographiques).

TENEURS MENSUELLES ET ANNUELLES EN CHLORE DE L'EAU DE PLUIE DANS LE BASSIN D'AQUITAINE

MARC SCHOELLER

RÉSUMÉ

Nous avons établi les cartes des isochlores mensuelles et annuelles de l'eau de pluie en Aquitaine.

SUMMARY

We have established maps of monthly and annual isochlors of rain water in Aquitaine.

Nous avons établi les teneurs mensuelles et annuelles en chlore de l'eau de pluie de 23 postes météorologiques, répartis entre plusieurs départements voisins : Gironde, Landes, Lot et Garonne et Gers. Certains de ces postes se trouvent sur le bord de la mer ou à proximité immédiate de la côte, les autres au contraire à l'intérieur des terres à des distances variables allant jusqu'à 125 km environ de la côte.

Cela nous a permis d'établir des comparaisons entre les teneurs en chlore de l'eau de pluie en fonction de l'éloignement de la côte et par là même de préciser l'importance du transport des chlorures par les vents.

A chaque poste météorologique, l'eau de toutes les pluies tombées pendant le mois a été recueillie dans un même récipient en polyéthylène; le dosage du chlore a été fait sur la totalité.

Les résultats des dosages du chlore de l'eau de pluie de chacun de ces postes météorologiques, nous a permis de dresser des courbes isochlores mensuelles et de nous rendre compte ainsi des variations de la répartition des retombées du chlore.

Les résultats sont les suivants:

Les teneurs en chlorures sont toujours très fortes au bord de la mer puis décroissent rapidement vers l'intérieur du pays et finissent (d'ailleurs à des distances variables) par s'égaliser d'une manière relativement constante. Elles peuvent varier de 50 mg/l au bord de la mer jusqu'à 1,75 mg/l à l'intérieur du pays. Nos observations sont en accord avec celles qui ont été faites en d'autres pays mais d'une manière moins systématique: la source du chlore de l'eau de pluie est donc bien l'Océan et ses embruns. Ce chlore est transporté plus ou moins loin vers l'intérieur du pays selon la force des vents et naturellement aussi selon la direction. On peut le trouver jusqu'à une cinquantaine de kms à l'intérieur. Enfin le transport au loin du chlore par les nuages se fait fréquemment à l'intérieur de zones étroites, cela est particulièrement visible sur les cartes de février, mars, mai, juin, juillet. Ces avancées étroites de fortes teneurs en chlorures qui se produisent lors des tempêtes peuvent pénétrer jusqu'à plus de 100 kms des côtes.

La teneur en chlorures de l'eau de pluie varie de mois en mois pour un même éloignement de la mer: sur la côte par exemple, elle peut atteindre tantôt 25 mg/l en janvier, octobre et décembre, tantôt 10 mg/l en juin et août. Les isochlores au voisinage de la côte présentent toujours un fort gradient; elles sont très serrées alors qu'à l'intérieur du pays aux mêmes époques, les concentrations en chlorures présentent des variations moins accusées (de 1,26 à 8 mg/l) et le gradient des isochlores est toujours très faible. Durant les autres mois de l'année, les courbes ont eu tendance

à s'étaler plus ou moins vers l'intérieur suivant la force et la direction des vents, vraisemblablement aussi suivant la fréquence des chutes de pluie. Pendant les mois de février, mars et avril, les teneurs varient de 50 à 0,50 mg/l en allant de la côte vers l'intérieur et pendant le mois de mai, juillet, septembre et novembre elles sont plus faibles 5 mg/l (mois de septembre) seulement au bord de la mer et 0,75 à l'intérieur.

La figure 1 présente les isochlores annuelles que nous avons calculées en utilisant les hauteurs pluviométriques mensuelles aimablement mises à notre disposition par la Météorologie Nationale.

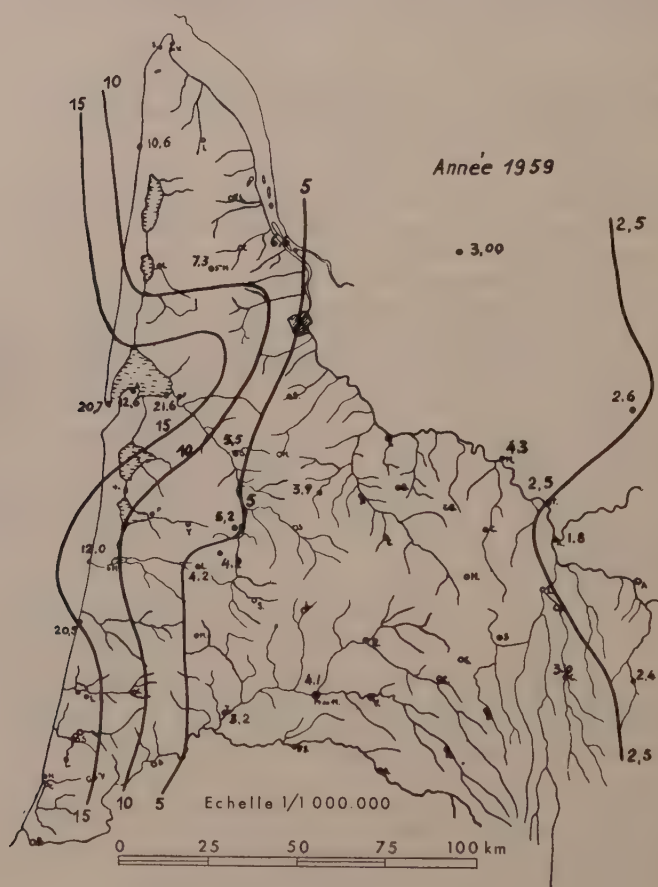
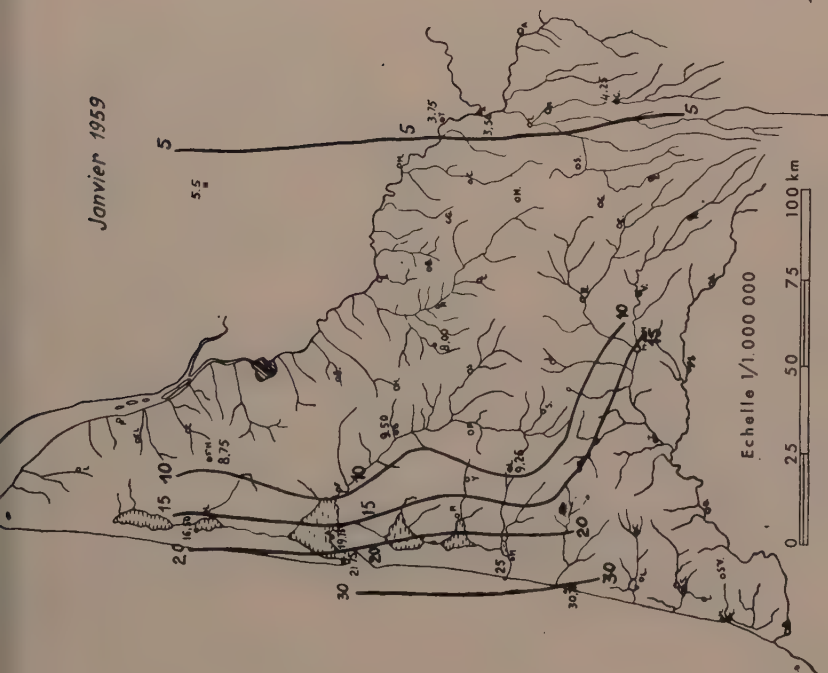


Fig. 1

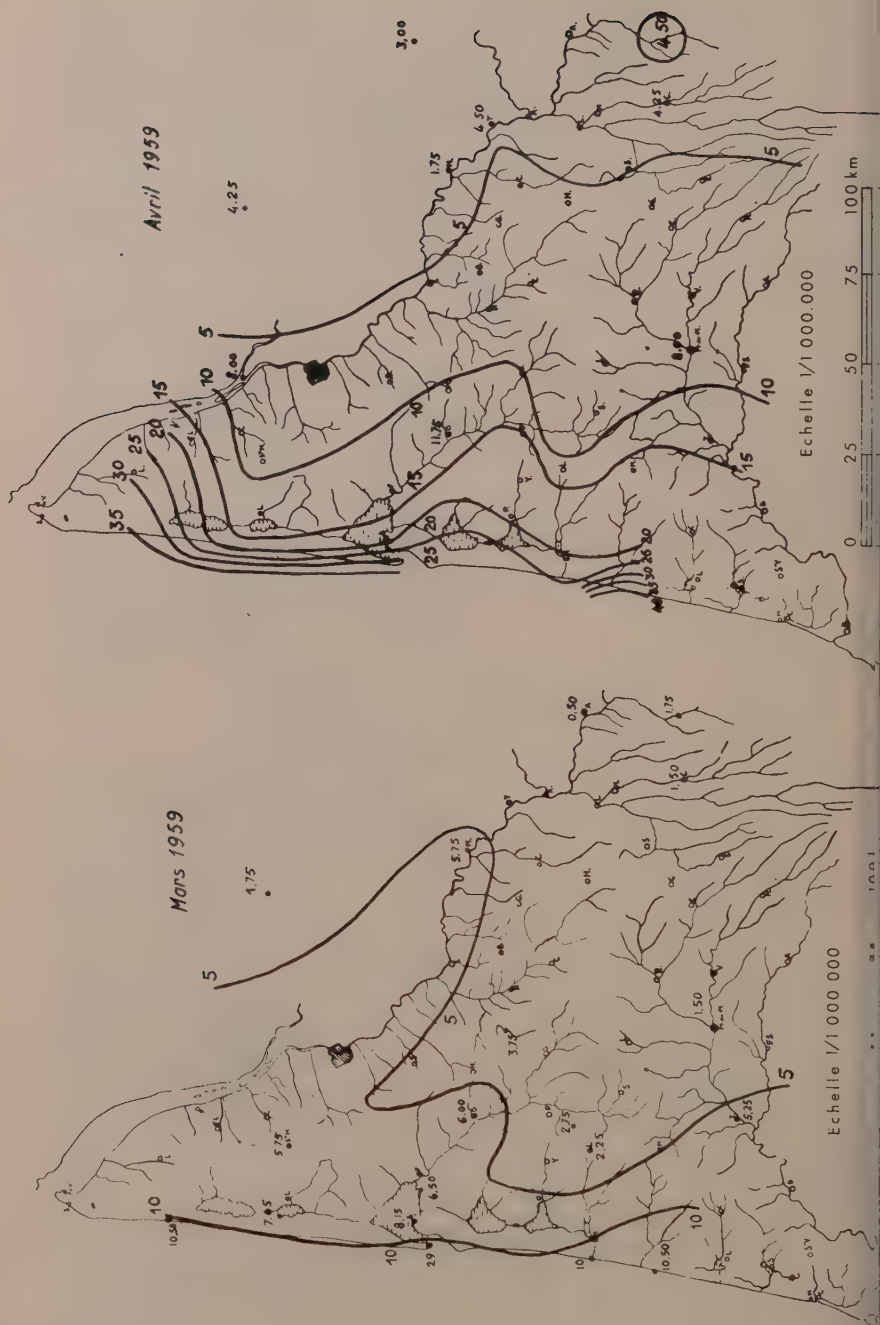
Janvier 1959



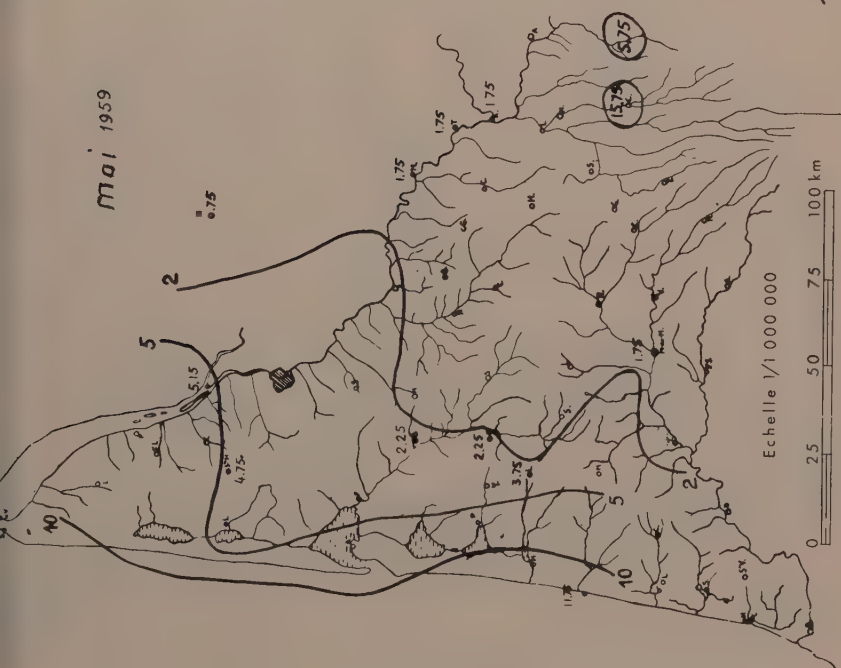
345

Février 1959

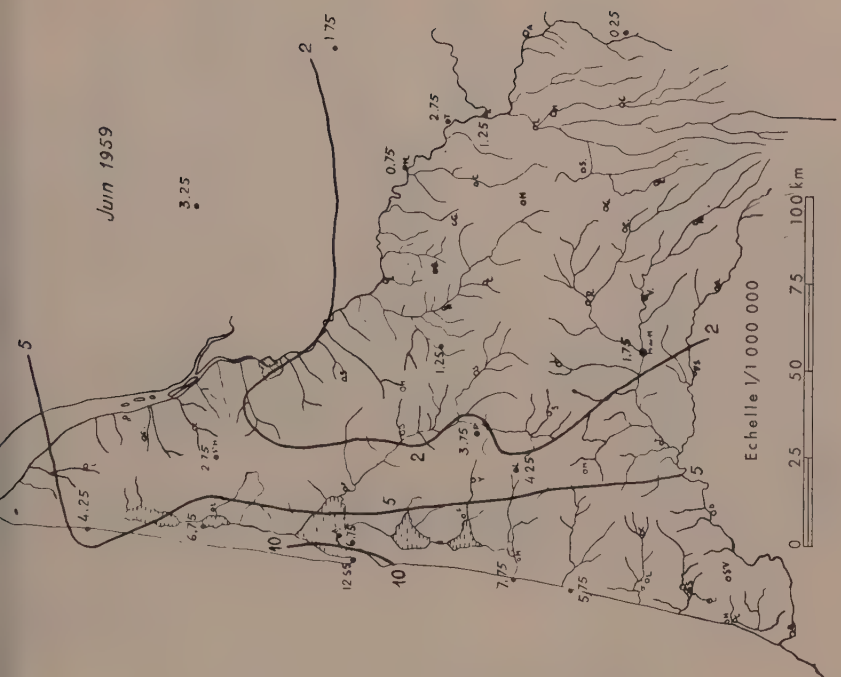




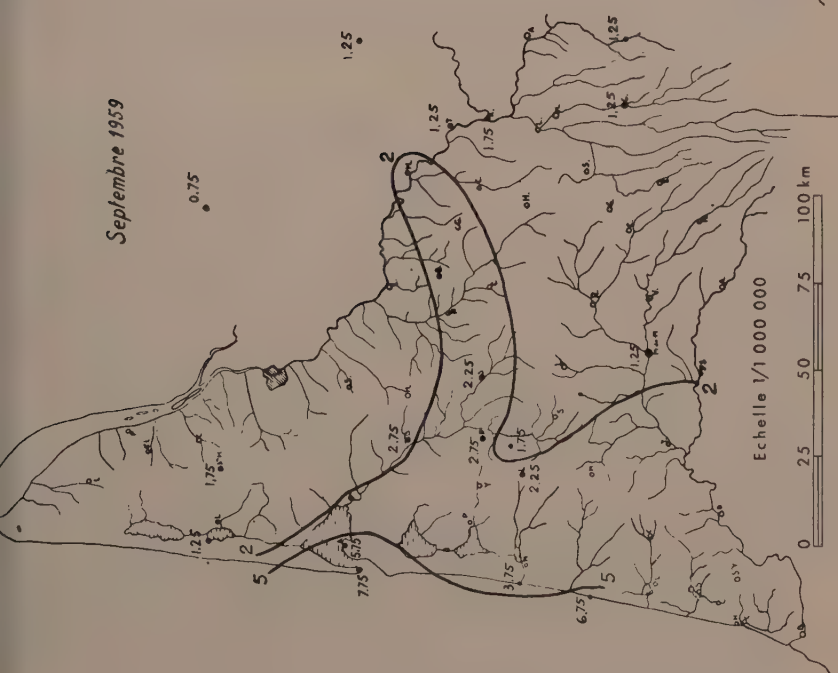
May 1959



Jun 1959

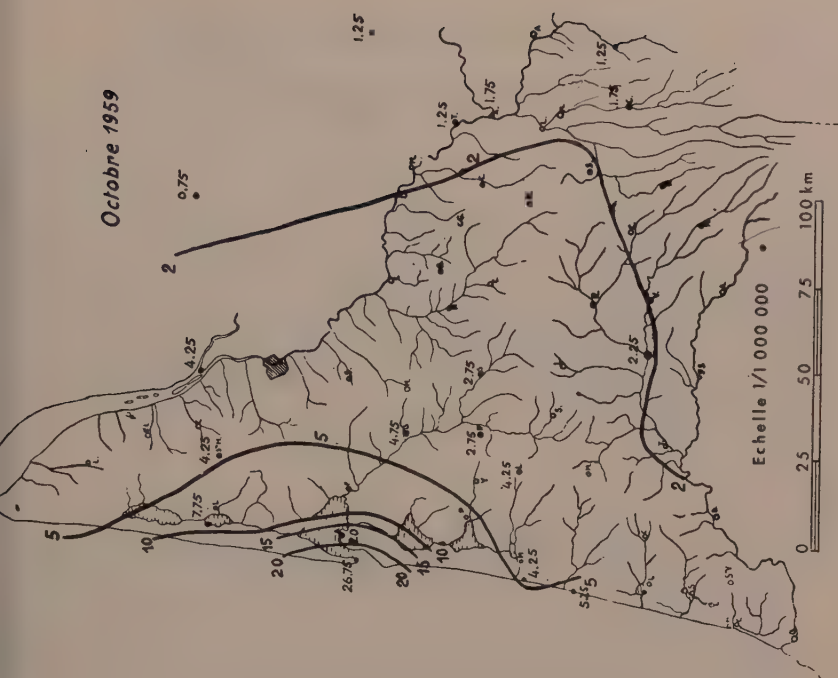


Septembre 1959

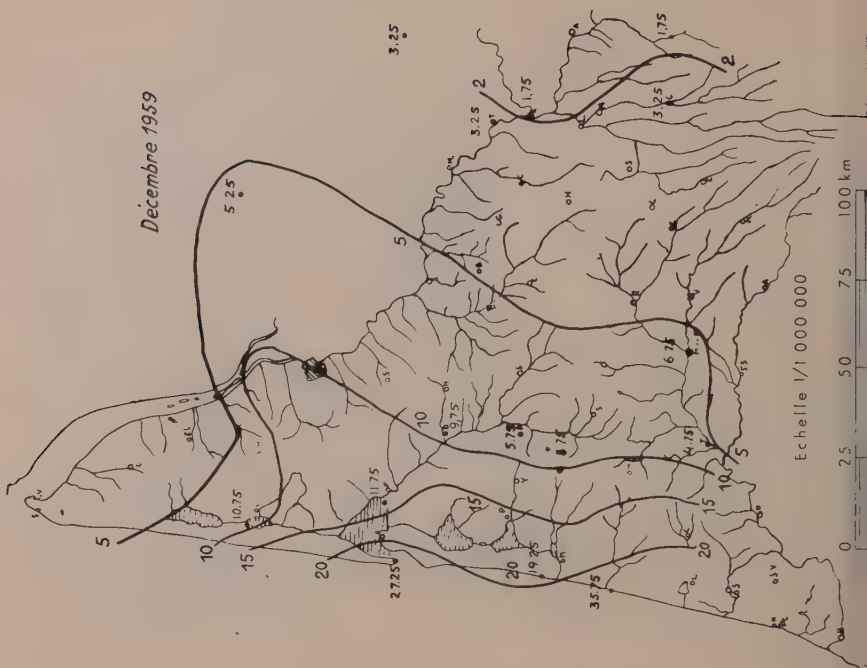
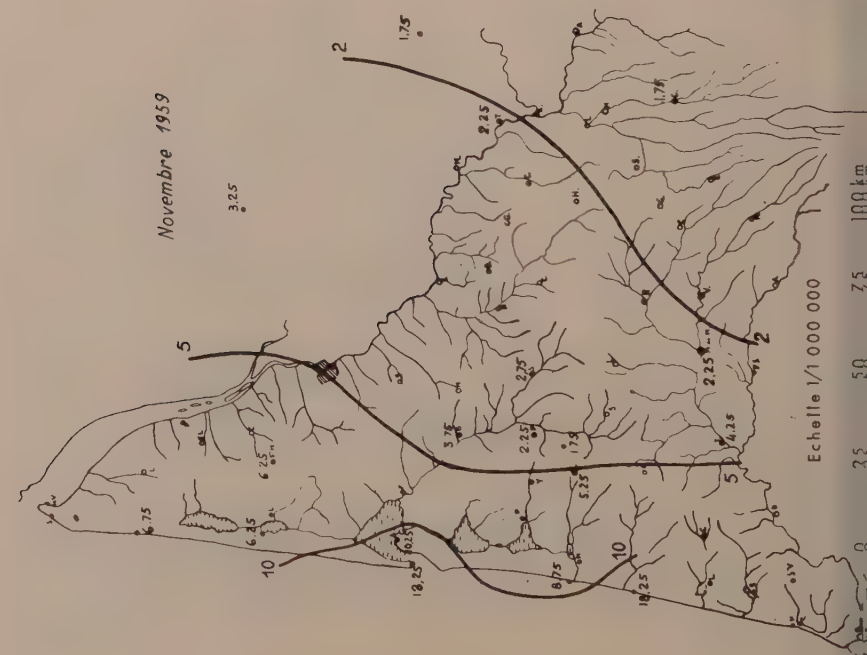


Echelle 1/1 000 000

Octobre 1959



Echelle 1/1 000 000



CONSIDERATIONS SUR LA ROSEE

Félix (Edmond) PASTEUR (France)
Médecin Général

RÉSUMÉ

Après un court historique et un rappel succinct des connaissances actuelles sur la rosée et les condensations occultes, l'auteur rend compte d'expériences nouvelles non plus sur une paroi unique mais sur les deux faces d'une série de vitres et de plaques d'aluminium superposées horizontalement ou placées verticalement à une certaine distance les unes des autres, distance variable avec l'étendue de leurs surfaces respectives. Dans ces conditions chacune des deux faces servant à la condensation de la rosée, la loi du refroidissement de WELLS ne concernant qu'une de ces faces par radiation directe nocturne, avec ces dispositions nouvelles ne suffit plus à expliquer non seulement la possibilité mais encore la supériorité de son rendement et nécessite l'intervention de nouveaux facteurs physiques qui sont étudiés et présentés à l'examen du Congrès d'autant plus qu'ils paraissent conditionner d'autres phénomènes météorologiques.

SUMMARY

After a short historical background and a brief summ up of the present knowledge of the dew and of hidden condensation, the author tells of new experiments not only on a single wall but also on the two sides of the series of glasses and aluminium sheets placed on top of each other horizontally or placed vertically at a distance of each other. In these conditions each of the two sides are used for the condensation of the dew, the law of cooling of WELLS concerning only one of these sides by night radiations and with these new installations is not sufficient to explain not only the possibility but even the superiority of its efficiency and makes it necessary to take into account new physical factors which are studied and presented to the Congress.

This factors seem to condition also other weather phenomenoms.

L'étude de la rosée est ancienne. Malgré son apparente simplicité elle à nécessité la part de savants qualifiés pour en connaitre le mode de formation et le rendement de nombreux travaux et une habile expérimentation. C'est ainsi qu'il faut attendre WELLS de Londres en 1818 pour établir que la rosée n'était qu'une conséquence de l'abaissement de la température et non la cause elle-même de ce refroidissement, principe qui entrera encore en discussion dans notre exposé.

Ces travaux ont été repris et parmi les plus notables et relativement récents signalons ceux de HOUDAILLE et de CHAPTAL à cause de l'ingéniosité de leurs procédés et la précision de leurs données. Indiquons encore parmi nos travaux personnels ceux qui ont parus dans la NATURE N° 2902 le 1er Avril 1933 et N° 3182 de Juin 1950 dans la REVUE SCIENTIFIQUE le 28 Avril 1934...

Les condensations occultes relèvent du même principe et peuvent être considérées dans cette sorte de perspiration comme une prolongation durant le jour de condensations au sein du sol de l'humidité atmosphérique dans les couches plus froides que l'air extérieur. Elle y parvient plus par les différences de pression et dépression barométriques que sous l'action de la vitesse du vent. Dans un trou en terre ayant au fond une température de 18° nous avons vu de la buée sur une fiole remplie d'eau quand la température de l'air extérieur s'élevait à 30° degrés. D'après CHAPTAL les condensations occultes dans le Midi de la France pendant les mois de Juin, Juillet et Août sont évaluées à 2 kilogs par mètre carré et par jour. Elles entretiendraient l'eau la végétation non des prés mais de la vigne et des moissons des graminées et céréales à racines profondes. Ce serait également l'origine de nombreuses sources de montagne (ALQUIER) et de falaises... dont nous avons fait mention dans quelques autres publications, CHAPTAL à confirmé cette estimation par la construction de

son puits aérien ou il a obtenu certain jour du mois de Mai jusqu'à 2 litres 528 cl d'eau en une seule journée.

HOUDAILLE utilisait pour capter la rosée de lames de verre dont le pouvoir émissif est un des plus élevé. Un mouvement d'horlogerie rabattait sur elle avant le lever du soleil, un couvercle pour éviter toute évaporation et il pesait la boîte. Les résultats obtenus sont de 6 à 10 kilogs de rosée par M² par an soit de 1 à 2 pour 100 de la hauteur de la pluie, moyenne de 80 à 90 grs par matinée et par mètre carré avec un summum de 428 grs et 80 à 110 jours de nuits de rosée par an à Montpellier.

M. RAYMOND à Antibes dans un climat marin sur des touffes de gazon placées sur une balance avec appareil inscripteur a obtenu un maximum de 500 grs de rosée au M². Dans les pays tropicaux les phénomènes de rosée sont très remarquables, même spectaculaires. Ces dépôts sont presque journaliers, tombent de larges feuilles assez abondants pour être recueillis comme boisson et suppléent à la pluie excessive-ment rare.

1. TRAVAUX DUDEVANT

On doit accorder une grande attention aux travaux du Pr. DUDEVANT publiés en Juin 1947 à Londres à la Royal Meteorological et la même année à L'Organisation Météorologique Internationale de Toronto. L'auteur admet que la rosée alimente en eau le sol à travers les plantes qui ensuite la leur restitue au cours de la journée. Cette assertion est basée sur ce fait qu'il a constaté une goutte d'eau à l'extrémité d'une racine qui dépassait le versant d'une tranchée voisine. Il nous a paru plus naturel de penser que c'était à notre avis, plutôt une perle de rosée sur cette racine refroidie comme elle se forme à l'extrémité des feuilles des prairies sinon il faudrait admettre en effet une telle abondance de rosée qui permettrait à la plante non seulement de récupérer ses grandes pertes du jour sous un soleil sévère mais encore d'un excès allant à contre sens de sa sève en pourvoir momentanément le sol. On doit aussi tenir compte de l'évaporation si intense que nos touffes de gazon exposées se dessèchaient très vite.

DUCHARTRE (Ac. des Sc. T. 46 N° 5 p. 206. 1855) prétendait même que la rosée réduisait l'évaporation des plantes par son atmosphère d'humidité sans leur donner d'eau. Cette thèse a été démontrée inexacte par l'étiolement de feuilles de plantes protégées de la rosée dont le rôle d'hydratation est d'autant plus plausible encore pour les plantes tropicales qu'elles sont adaptées anatomiquement et physiologiquement aux sécheresses du désert et à l'absorption de cette rosée qui constitue presque la seule alimentation en eau de ces plantes et la suite en sera une nouvelle confirmation.

Mais le sujet magistral de l'étude du Pr. DUDEVANT a été de démontrer qu'en même en plein désert certaines plantes pouvaient s'accomoder de cet apport de rosée suivant leur nature au point de vue régional. Pour apprécier l'opportunité de leur culture locale il créa son roséomètre dont il dota un certain nombre de centres dispersés chargés de recueillir les résultats. Il se compose d'une planchette de bois uni traité par une peinture lisse et très émissive. Au matin on compare la grosseur, la forme et l'agglomération des gouttes de rosée à des photographies de planchettes préalablement étalonnées qui donne ainsi au jugé les quantités correspondantes en poids par mètre carré.

Une véritable carte rosométrique dans une partie du désert si stérile du Negueb au Sud d'Israël a été établie et par conséquent fait connaître pour chacune des régions explorées les conditions et les possibilités d'une végétation adaptée à son état climatique.

2. NOUVELLES RECHERCHES

A tous ces procédés d'évaluation de la rosée nous avons substitué de simples éponges le plus souvent de nature plastique très absorbantes qui en facilitant ces recherches tendent à en vulgariser l'étude. En effet ces éponges sont d'autre part très communes, d'un usage courant, et d'un prix très modique. Leur légèreté permet de les manipuler sans effort, petites de les disposer en tous lieux, sur toute surface, suspendues à un fil ou fixées sur une tige à toute hauteur dans l'espace. Le type commercial habituel a la forme d'un parallépipède de $0,35 \times 0,35$. Spontex et boules de laine de même poids donnaient les mêmes équivalences en grammes $\times 32$ que la surface d'une vitre d'un mètre carré. La sensibilité d'un pèse lettre au $1/3$ de gr suffit pour la relativité de nos mesures qui peuvent être inscrites aussi sur une table à lecture directe. Ayant constaté la formation de rosée sur la face terre d'une vitre posée sur le sol nous avons voulu reconnaître la hauteur où elle continuerait à se produire dans l'atmosphère. Avec une plaque de métal nous avons obtenu le même résultat à toutes élévations et dans le rapport de $2/3$ à l'avantage de la face terrestre surtout au moindre vent comme si elle en était un peu protégée contre son évaporation. D'autre part il semble bien que ces quantités de rosée augmentent avec la superficie plus vite en proportions ainsi qu'il advient en pluviométrie. Nos mesures évidemment manquent d'uniformité car elles subissent toutes les variations des phénomènes météorologiques. Effectuées au mois d'Août elles sont relativement peu élevées en raison de la saison moins propice, que le printemps et l'automne. On a prétendu qu'un léger mouvement de l'air était plutôt favorable au dépôt de rosée. Nous ne le pensons pas. Ce jugement serait peut-être du à l'observation d'une certaine diffraction de la lumière produite par le changement de densité de l'air au moment de la condensation de la vapeur d'eau. Un simple cadre de bois d'un centimètre de hauteur empêche l'évaporation de la rosée sur les bords mais aussi la provoque par réchauffement de sa masse quand le refroidissement a été insuffisant.

3. DISPOSITIONS DES CAPTEURS DE ROSÉE ET RÉSULTATS

Les surfaces verticales se comportent comme les surfaces horizontales. Nous superposons les unes de 15 à 25 centimètres et disposons les autres verticalement côte à côte parallèlement à la même distance. Quand il y a peu de rosée c'est évidemment au centre et au milieu qu'elle manque, ou est le plus clairsemée. Les évaluations seront faites par rapport à la surface couverte au sol et non des surfaces de condensation.

Les chiffres placés au dessus et au dessous et latéralement représentent les grammes de rosée condensée sur les parois exposées horizontalement dans le premier cas et verticalement dans le second cas.

— Vitre horizontale unique de 16×24 — 384 — $1/26,2$ au M2

$16 \times 26,2$ — 78,6 au M2
 $16 \times 26,2$ — 104,8 — 183,4 grs au M2 sol.

— Vitre de 35×80 — 2 800 soit $1/35,7$ du M2

$35 \times 3,57$ — 85,68 au M2
 $35 \times 3,57$ — 97,82 — 183,35 au M2 sol.

— Vitres horizontales parallèles multiples de 16×24 soit le 26,2 du M2 superposées à 25 cms de distance.

$$\frac{4}{5} \frac{3}{4} \frac{3}{2} \frac{2}{3} \frac{2}{4} \text{ soit a 25 cm } \begin{array}{l} - 14 \text{ grs} \times 26,2 = 366,8 \text{ au M2} \\ - 18 \text{ grs} \times 26,2 = 471,6 \text{ au M2} \end{array} \quad \begin{array}{l} - 366,8 - 471,6 - 838 \text{ grs au M2 sol.} \end{array}$$

— Vitres verticales parallèles multiples de même surface et nombre à même distance $3|2 \quad 2|1 \quad 1|1 \quad 1|1 \quad 2|3$, côté droit — 2 grs $\times 26,2 = 2268$ grs et côté gauche — 8 grs $\times 26,2 = 201$ grs 6 au M2 et au total $226,8 + 201,6 = 428,4$ grs au M2 sol.

4. MÉTAL ALUMINIUM

Le métal est moins émissif que le verre mais s'il est moins récepteur parce que nos feuilles étaient brillantes il est par contre moins émetteur mais sa conductibilité nécessite un plus grand soin d'isolement thermique.

Une plaque de $16 \times 24 = 1/26,2$ du M2 comme la vitre ci-dessus

$$\begin{array}{l} 4 \times 26,2 = 104,8 \text{ au M2} \\ 5 \times 26,2 = 131 \text{ au M2} \end{array} \quad \text{au total } 104,80 - 131 = 235,8 \text{ grs au M2}$$

— Une plaque de $35 \times 80 = 2800$ soit le $1/3,57$ du M2

$$\begin{array}{l} 15 \times 3,57 = 53,35 \text{ au M2} \\ 20 \times 3,57 = 71,4 \text{ au M2} \end{array} \quad \text{au total } 53,35 - 71,4 = 124,95 \text{ au M2}$$

$$\text{Une plaque de } 35 \times 80 \text{ nous donne } \frac{18}{25} \text{ grs soit } \frac{54,26 \text{ grs}}{89,25 \text{ grs}} \text{ soit au total } 143,51 \text{ grs au M2}$$

— Plaques d'aluminium de 16×24 parallèles superposées à 25 cms de distance

$$\begin{array}{l} 4 \frac{2}{2} \frac{1}{2} \frac{1}{1} \frac{1}{2} - 9 \text{ grs} \times 25,2 = 226,8 \\ 2 \frac{2}{2} \frac{1}{1} \frac{1}{2} - 8 \text{ grs} \times 25,2 = 201,6 \end{array} \quad - 226,8 + 201,6 = 428,4 \text{ au M2 sol.}$$

— Plaques d'aluminium de même dimension verticales et parallèles disposées cote a cote à la même distance de 25 cms.

$$\begin{array}{l} \text{gauche } 5|2 \quad 2|1 \quad 1|1 \quad 1|1 \quad 2|4 \text{ droit} - 11 \text{ grs} \times 26,2 = 277,2 = 2772,2 + 226,8 = 504 \text{ grs} \\ - 9 \text{ grs} \times 26,2 = 226,8 \end{array}$$

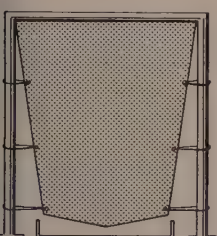
couvrant le sol.

5. FRIGORIES NOCTURNES ET QUANTUM DE ROSÉE

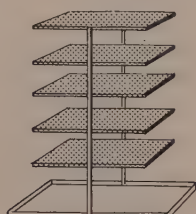
Nos expériences ont été effectuées à un intervalle entre plaques de 25 cms distance elle-même encore extensible s'il en était nécessaire. Les dispositions prises jusqu'à ce jour pour la captation de la rosée étaient nettement insuffisantes par rapport aux frigories nocturnes.

En effet d'après BOUTARIC par temps clair elles seraient d'un ordre de grandeur voisin de 0,150 calories par centimètre carré et par minute soit 9 calories par heure et 90 calories pendant une nuit de 10 heures. Chaque gramme de vapeur d'eau dégagée en se condensant 600 petites calories et il faudrait 0,15 grammes de dépôt de rosée par centimètre carré soit 1, litre 500 grs par M2 pour compenser la chaleur perdue par rayonnement. Il y a sans doute des pertes par la plaque à refroidir d'abord par l'air, par rayonnement de voisinage, par conductibilité mais si on tient compte

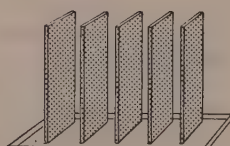
que le maximum de dépôt de rosée d'après les expérimentations antérieures n'a pas dépassé 500 grs par M2 et que les moyennes se tiennent à près de 5 fois moins il est permis de penser que nos drosomètres nous indiquent des quantités de rosée nettement inférieures aux frigories dues à la radiation nocturne. Il y a donc lieu d'abord de capter la rosée sur les deux faces condensatrices dessus et au dessous pour les plateaux horizontaux et latéralement de chaque côté pour les verticaux et mieux encore d'en associer plusieurs ainsi que précédemment indiqué et réalisé.



Toile plastique unie
de grandes dimensions



Lames horizontales
parallèles superposées



Lames verticales
parallèles juxtaposées

THÉORIES SUR LA FORMATION DE LA ROSÉE

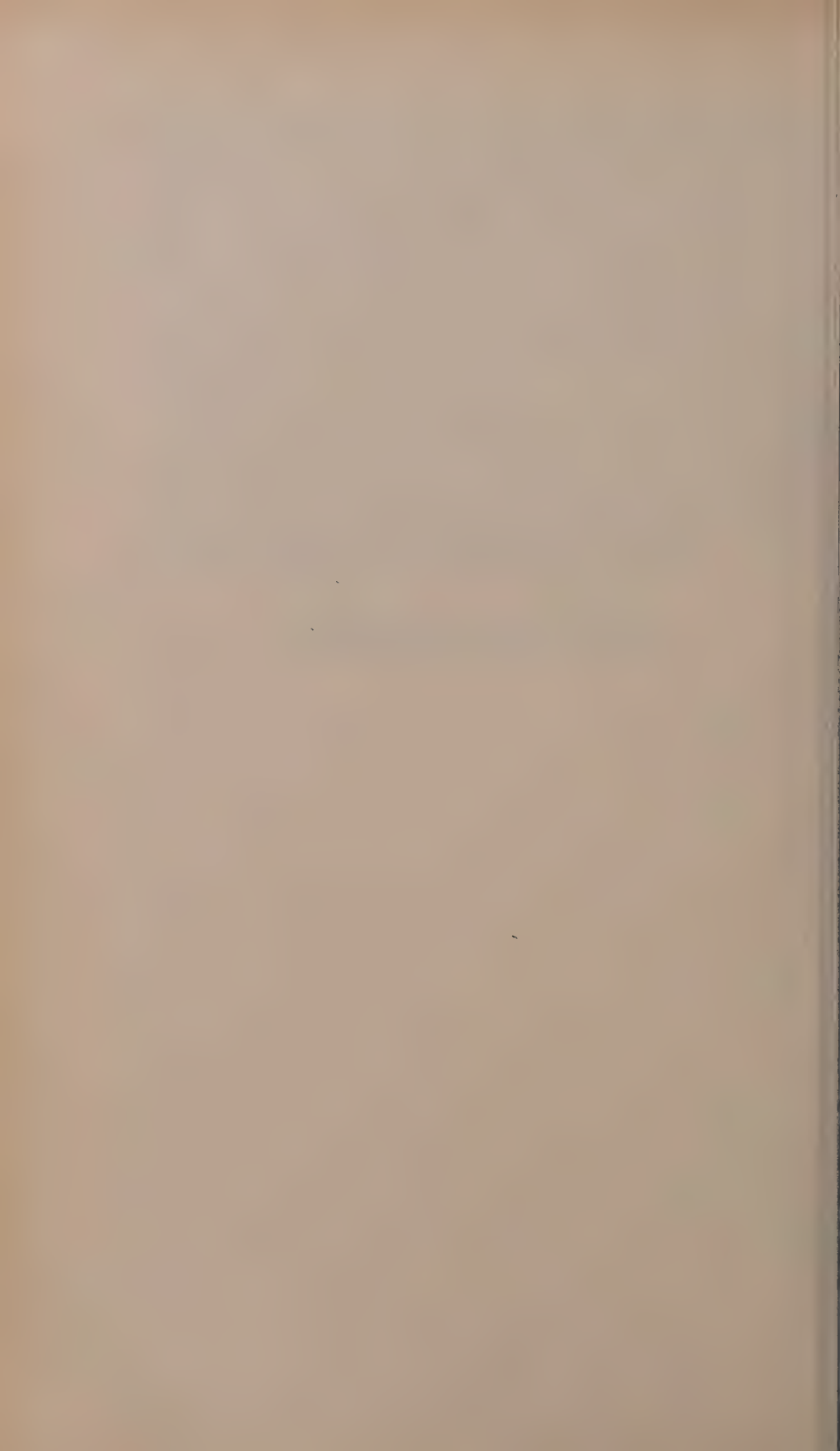
Mais comment alors expliquer ces condensations. Quand il ne s'agit que d'une plaque elle reçoit son refroidissement zénithal et par conductibilité le transmet au dessous d'elle ce qui justifie la présence sur les deux faces de la rosée. Il est difficile d'admettre que ce mode de transmission se répercute sur toutes les multiples faces que l'on dispose au dessous. Il faut sans doute ajouter les frigories célestes qui émises par toute la coupole de la voûte du ciel arrivent de cette façon tangentiellement à ces plaques pour les refroidir directement. Il y a aussi les dépôts d'absorption de la vapeur d'eau atmosphérique par le phénomène qui n'est qu'un cas particulier de l'attraction et de la fixation d'un gaz par les surfaces des solides, pour la vapeur d'eau entre 4 h et 6 h du matin, phénomène régulier et presque permanent. Un faible abaissement de température peut alors être suffisant pour réaliser la saturation de cet air d'une humidité renforcée et provoquer par adhérence superficielle un dépôt de gouttes d'eau à une température supérieure au point de rosée. Nous avons imaginé une autre hypothèse de secours que nous soumettons à l'examen critique du Congrès. Par cette nouvelle interprétation nous attribuons un rôle primordial à la vapeur d'eau elle-même. D'après la loi de DALTON cette vapeur d'eau comme tous les autres gaz de l'air se comporterait dans son enceinte de l'atmosphère comme si elle était seule. La température de l'air qui est évaluée à 3 degrés supérieure à celle du sol où se dépose la rosée est une température moyenne représentant la moyenne cinétique de chacun des gaz mais celle de la vapeur d'eau dont la chaleur spécifique est environ trois fois supérieure (0,640) à celle des autres gaz aurait une température voisine de son point de liquéfaction sinon inférieure par une sorte de surfusion analogue à celle des corps dissous et que maintiendrait l'état cinétique plus agité des autres molécules de l'air. Cet état est favorisé par l'extrême ténuité des molécules de la vapeur d'eau dont les masses sont fort petites par rapport à leur surface et aide ainsi à leur fluidité gazeuse. Leur dynamisme faiblit au voisinage d'une paroi par diminution des gaz de soutien et au contact de cette paroi la refroidit assez par son excès de frigories pour être en état de s'y condenser. Cette liquéfaction entraînerait elle-même un vide et par conséquent une sorte de détente encore favorable à la condensation.

Expérimentalement ces notions se trouveraient pour ainsi dire confirmées par le fait que deux thermomètres à minima et à maxima fixés chacun sur une planchette graduée et adossés l'un à l'autre puis exposés horizontalement à une certaine hauteur au dessus du sol l'un face au zénith et l'autre face au sol marquent l'un et l'autre la même température contrairement à ce qui a lieu pour un thermomètre en plein air et un autre sous abri. Dans ces conditions il n'y aurait plus de problèmes sur la pénétration de l'humidité de l'atmosphère à toutes hauteurs entre nos lames condensatrices, qu'elles fussent horizontales ou verticales et parallèles et à tous les étages de l'atmosphère ou il existe de la vapeur d'eau. Cette hypothèse expliquerait en outre l'existence du serein, de la brume, du brouillard et des nuages maintenus dans l'air, de la formation de la pluie avec ou sans nuages par son refroidissement extrême jusqu'à condensation de ces molécules d'eau ou sa précipitation sur toutes particules quelconques en suspension dans l'air et refroidies même en l'absence de tout phénomène d'ionisation.

Ce procédé à parois multiples parallèles de captation de la rosée ou sur une seule paroi de toile plastique à grandes dimensions principalement en hauteur permet d'espérer de nouveaux projets de réalisations de captation de l'humidité atmosphérique par la rosée nocturne mais il nous a surtout contraint pour tenter d'en comprendre le mécanisme à formuler une hypothèse supplémentaire explicative sans porter atteinte à la loi de WELLS que nous citons au début de ce travail, hypothèse qui au contraire la compléterait en tentant en même temps d'éclaircir certains autres phénomènes, connexes météorologiques.

**COMITE DE L'EVAPORATION
ET DE L'EVAPOTRANSPIRATION**

**COMMITTEE OF EVAPORATION
AND EVAPO-TRANSPIRATION**



III. COMITÉ DE L'ÉVAPORATION ET DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION

1^{re} SÉANCE — 3.8.1960

Etaient présents :

Messieurs

MANSELL-MOULLIN M.	Great Britain	RODIER J.A.	France
WILSON R.W.	U.S.A.	PROUDMAN J.	Great Britain
SIMOJOKI H.	Finlande	DARLOT A.	France
WALKE C.	U.S.A.	SNYDER F.F.	U.S.A.
KORTÜM	Germany	SNYDER Mary B.	U.S.A.
CLARK R.H.	Canada	BRUCE P.	Canada
NASH J.E.	U.K.	SUTCLIFFE J.V.	U.K.
SEPPANEN O.	U.S.A.	BRODIS K.	Germany
KOHLER M.A.	U.S.A.	WOLF P.O.	U.K.
EL ZEIN S.	Sudan	VAN WIJNGAARDEN H.	Netherlands
ARLERY	France	VISTA J.	Finland
GRUNOW J.	Germany	KELLER R.	Germany
VOLKER A.	Holland	FRIEDRICH W.	Germany
ANGERVJ J.M.	Finland	GUILLLOT P.	France
DEIJ L.	Netherlands	FERRY S.	France
NYBERG A.	Sweden	DIMITRESCU V.	R.P. Roumanie
HENNING	Germany D.R.	ASHFORD O.	W.M.O.
DAMMAN	Germany	BOYINS G.	Norway
NYBRANT G.	Sweden	JAKHELLN Anton	Norway
BRUGGEMAN A.G.	Netherlands	LYSHEDE J.M.	Danmark
ALLARD W.	Britain	GOLD J.	Canada
JOHNSON E.A.	U.S.A.	VAN DER BYL W.	U.S.A.
FRODE EBERT	Denmark	SZESZTAY K.	Hungary
LINDNER C.P.	U.S.A.	LUNDAGER JENSEN	Denmark
LANGBEIN W.B.	U.S.A.	HARBECK G.E. jr	U.S.A.
GOLDSCHMID M.	Israel	ALBERTO VAL	Uruguay
		TISON L.	Belgium

COMITÉ DE L'ÉVAPORATION

SÉANCE DU 4 AOUT 1960

Etaient présents : Messieurs

VOLKER A.	Holland	LEPPANEN	U.S.A.
FRIEDRICH W.	Germany	WARTENA	Netherlands
LANDAGER JENSEN J.	Denmark	HARBECK G.E.	U.S.A.
VAN WIJNGAARDEN H.	Holland	SIREN A.	Finland

SIMOJOKI H.	Finland	BRUGGEMAN A.G.	Holland
WALKE C.	U.S.A.	WALLEN C.C.	Sweden
TIXERONT J.	Tunisie	NYBRANT G.	Sweden
JOHNSON E.A.	U.S.A.	LEBRECHT R.	U.S.A.
VISTA J.	Finland	BESTON T.T.	Kenya
DARLOT A.	France	RODIER J.A.	France
KOHLER M.A.	U.S.A.	BRUCE J.P.	Canada
KELLER R.	Germany	ACKERMANN W.C.	U.S.A.
GUILLLOT P.	France	WILSON R.N.	U.S.A.
LINDNER C.P.	U.S.A.	LINSLEY R.K.	U.S.A.
GRUNOW J.	Germany	LANGBEIN W.B.	U.S.A.
Franklin F. SNYDER	U.S.A.	ANGERVO J.M.	Finland
MANSELL-MOULLIN	U.K.	Mrs. LINDNER C.P.	U.S.A.
SCHMORAK S.	ISRAEL	SAARINEN J.	Finlande
CLARK R.H.	CANADA	SUTCLIFFE J.V.	U.K.
TSCHELTROFF O.W.	France	ANDREAE H.	Germany D.R.
ALLARD W.	Great Britain	LUGIEZ F.	France
SERRA L.	France	NASH J.S.	Great-Britain
VÖLK	Germany	WOLF P.O.	U.K.
JAKHELLN A.	Norway	KOROLEFF N.	Finlande
DEIJ L.J.	Netherlands	TISON L.J.	Belgique
LYSHEDE	Dänmark		

SNYDER F.F.: Evaporation of the Great Lakes.

DISCUSSION

a) *Intervention de Monsieur J. BRUCE*

Was any adjustment to land wind and humidity data made before using them in the mass transfer formula ?

Réponse

A consideration of these matters indicated that wind velocity was the only variable involved for which some adjustment might be necessary. After some study and primarily because the wind data used were generally observed at higher elevations than the value of 25 feet generally designed for use in the equation, the observed shore wind data were used without adjustment except in one case.

b) *Intervention of H.G. WILM*

The indicated data on evaporation (and «guesses» on the ground-water movement) necessary contain some form of geometric sum of the errors and biases of all the components used to obtain these figures by subtraction.

Réponse

Yes.

c) *Intervention de Monsieur KELLER*

1) What is the extent of ice cover on the lakes in winter months and what influence has the ice-covered surface on the evaporation of the lakes ?

2) The highest Evaporation you find in winter; I would like ask, if it is necessary to consider the water of the melting snow in the heat budget of the lakes ?

Answers for Mr. Keller's questions

1) While considerable ice is known to form on the Great Lakes, its areal variation with time has not been well defined. Lake Erie is reported to have been completely ice covered on rare occasions. No effect of partial ice cover on water temperatures could be identified so no evaluation of its possible effect on evaporation was attempted.

2) The spring runoff of melting snow in the Great Lakes region occurs principally in April when evaporation is low or negative. An example in the paper of the effect on surface-water temperatures of inflow at an appreciably different temperature indicates only minor effect.

d) *Intervention de Monsieur KOHLER*

The differences between mass transfer evaporation on Lake Superior and the other lakes is difficult to explain in terms of energy considerations. I wonder if the author has attempted to explain the difference by energy budget estimates.

Answer

No energy-budget computations were attempted for Lake Superior.

Jiri VASA: The course of free-water evaporation in different periods of time.

Pas de discussion

B. BROCKAMP und H. WENNER: Eine neue Verdunstungsapparatur für Binnengewasser.

L. WARTENA: A method of computing lake evaporation.

DISCUSSION

a) *Intervention de Monsieur M. MANSELL-MOULLIN*

It may be of interest to Dr. Wartena that further data suitable for evaporation studies is now being observed in Iraq. In 1957 the Hydrological Survey of Iraq, an association of two firms of consultant engineers, established new evaporation stations near the sites of some present and proposed storage reservoirs. Radiation observations are observed in addition to those meteorological observations normally made at such stations.

Réponse

I know. I started solar radiation measurements at Baghdad —, air port in 1957

and the data are published over '57 and '58. In the end of '58 the most measurements were stopped by the government.

b) *Intervention de Monsieur HARBECK*

Am I correct in assuming—that the change in energy storage was considered to be zero for a period of a year ?

Réponse

Only the assumption was made that the change of the energy storage was zero at the moment the heating starts at that moment that that later is homo thermal.

Using many meteorological data the change of the energy storage for a period of a year be will be zero also and this assumption is used to find for Iraq the initial temperature.

c) *Intervention de Monsieur K. SZESZTAY*

In the calculations presented some physical constants were involved characterizing heat conditions in the water. Was there any investigation in what a degree those constants depend from water quality and colour of the See material ?

Réponse

For the See of Galilee there were not enough data available to make it possible to estimate extinction coefficients. For the other calculations, there is not yet a lake and it seemed to me rather difficult to forecast the transmissivity of the water. I used many values for lakes of about the same saltconstant in comparable climates.

d) *Intervention de Monsieur KOHLER*

Does Dr. Wartena feel that his results justify the conclusion that evaporation from a shallow lake is greater than that from one of 10 meter depth and that for still greater depths, evaporation again increases ? Are the relative variations of evaporation with depth dependent upon climate ?

Réponse

Yes, my feeling is in the same direction as the calculated results, but it will depend much upon the climate. Under less extreme conditions I think the increases of the evaporation with greater depths than 10 m will be negligible.

E.I. MULAMMAL et J.P. BRUCE: Evaporation measurements by pan and atmometer.

DISCUSSION

a) *Intervention de Monsieur L. WARTENA*

Did you use for the evaporation pan measurements all over the year or only over selected days ? I found in Iraq that the energy supply of a Class A pan in Winter is about 98% but in summer only 55% for mean monthly values.

The statistical study was based on observations from May to October included, the period during which freezing rarely occurs at Swift Current and Ottawa. We did not investigate seasonal or monthly changes in energy supply to the «A» pan within this period, but Dr. Wartena's findings in this connection are most interesting.

N.E.RIDER and J.R. PHILIP: Advection and Evaporation.

AS DE DISCUSSION

O.E. LEPPANEN and G.E. HARBECK jr.: A test of the energy-balance method for measuring evapotranspiration.

AS DE DISCUSSION

J. VIRTÄ: Evapotranspiration measurements in a string fen in Northern Finland.

A.G. BRUGGEMAN: The effect of dry periods on the ground-water storage in some Dutch polders.

AS DE DISCUSSION

J.G. KEYMAN: A test of the aerodynamic method for measuring evaporation.

AS DE DISCUSSION

S. SUSUKI: Measurements of evaporation and Transpiration.

PRÉSENTÉ PAR TITRE

A. SERNER: Method of measurement and Determination of Evaporation losses from Water-Surfaces.

PRÉSENTÉ PAR TITRE

M. PYCHA: Water Consumptive Use of Sugar Beet on coarse textured soils.

PRÉSENTÉ PAR TITRE

EVAPORATION ON THE GREAT LAKES

FRANKLIN F. SNYDER

Office of the Chief of Engineers, U.S. Army, Washington, D.C.

SUMMARY

A procedure is developed for computing mean monthly surface-water temperatures of deep lakes from air temperatures and a temperature (heat)-storage function. The temperature-storage factors were based on observed data for Lakes Michigan and Ontario and were adjusted for use on the other Great Lakes on a basis of less detailed data. Computed surface-water temperatures for the other Great Lakes are compared with observed average data. Monthly evaporation is computed with Meyer's adaptation of the Dalton principle. Values of average monthly evaporation based on several years of computed monthly evaporation for Lake Ontario are compared with values obtained directly by computation using average monthly climatic data and with values obtained from water-balance studies. Average monthly evaporation is then computed for the other Great Lakes using long time average monthly climatic data. A comparison of computed values of evaporation with annual values obtained from water balance studies indicates a possibility of some subterranean water movement.

RÉSUMÉ

On a développé une méthode pour calculer les températures moyennes mensuelles de la surface des lacs profonds en utilisant les températures de l'air et une fonction entre la température (chaleur) et l'emmagasinement. On a basé l'évaluation de ces deux facteurs sur des données observées au Lac Michigan et au Lac Ontario, et on les a adaptées pour l'usage sur les autres Grands Lacs en utilisant des données moins détaillées. On a comparé les températures calculées de la surface de l'eau des autres Grands Lacs aux données moyennes qu'on a observées. Pour estimer l'évaporation mensuelle on utilise l'adaptation Meyer du principe Dalton. On compare les valeurs de l'évaporation mensuelle basées sur l'estimation de plusieurs années de l'évaporation calculée mensuelle du Lac Ontario aux valeurs obtenues directement par calcul en employant les données climatologiques mensuelles à longue échéance et les valeurs obtenues par l'étude du budget de l'eau. Une comparaison des valeurs calculées de l'évaporation aux valeurs obtenues annuellement des études du budget de l'eau indique une possibilité d'un mouvement souterrain de l'eau.

1. INTRODUCTION

The possibility of evaluating the temperature (heat)—storage functions for deep lakes using reservoir-type flood-routing procedures was investigated because of the general similarity of graphs of heat inflow (solar radiation or air temperature) and outflow (surface-water temperatures of deep lakes) to the hydrographs of water inflow and outflow for a reservoir. It was found that the heat-storage function was variable almost continuously but that use of four values permitted generally satisfactory reproduction of surface-water temperatures using air temperatures as the index of heat inflow. The four values consisted of two for rising and two for falling water temperatures with the other point of change established at the times of vertically isothermal water. In regions where the minimum monthly temperatures do not fall appreciably below 6°C the number of storage factors could probably be reduced to three or possibly two depending on the air temperature characteristics.

The annual cycle of surface and subsurface temperatures in a deep lake are not described in detail herein. A fairly complete discussion of the cycle for regions such as that of the Great Lakes where freezing weather is normal during the winter is given by Perrey and Corbett (1956). Briefly, starting at the time when the entire lake is vertically isothermal at 4°C, the water temperature with slight additional warming

remains isothermal because of the small change in density in the region of maximum density. After the water temperature rises one or two degrees Centigrade and with a period of calm weather, a thermocline is established and stratification begins. This is the point of change of the heat-storage factor on the rising side of the cycle and surface-water temperatures increase rapidly thereafter. The thermocline gradient becomes steep and the bottom-water temperature remains nearly constant.

The surface layer increases slightly in depth from wind action and convective effects of nighttime cooling and reaches its maximum temperature generally in August. As the surface-water temperature begins to fall the heat-storage factor is changed. The cooling period of each day exceeds that of the warming period, and the surface layer cools rapidly and increases in depth by convective mixing in the region of the thermocline. At a temperature above that at which stratification began on the rising phase, vertically isothermal conditions are again established and cooling slows considerably. The heat-storage factor changes at this time.

As further cooling takes place the water tends to remain vertically isothermal although a reverse thermocline may become established during calm weather as the surface-water temperature reaches the vicinity of 2°C. Theoretically the heat-storage factor would change again at this time but this has been ignored herein and compensated for by use of an average factor approximating conditions for the period from establishment of isothermal conditions to the time of minimum surface temperatures. The formation of ice cover and its insulative effect may also be involved during this period.

The heat-storage factor is changed again when the air temperature exceeds the surface-water temperature and the latter begins to rise. As the surface-water temperature rises and after the reverse thermocline, if any, has been eliminated, the entire body of water is heated and remains vertically isothermal until after the water temperature exceeds 4°C.

The determination of the surface-water temperatures which exist at the time of change in the heat-storage factors would be simplified if lakes were of constant depth with little or no circulation. However, it is desired to obtain the average surface temperature for the whole lake with one computation and the deeper the lake the greater the variation in depth that must be accommodated. The greatest such effect was noted in the case of Lake Superior. The average surface temperature at the time of change of heat-storage factors was larger on the rising side than on the falling side which is the opposite of that which actually occurs at a fixed location in a lake with limited circulation. This resulted from the fact that the surface temperature of the shallower water was considerably higher than the deeper water by the time stratification was beginning on the deeper half of the lake.

Physical data for the Great Lakes are presented in Table 1.

NOTATION

The following symbols are used:

- routing coefficient = $1/(0.5 + \frac{T_s}{t})$
- T_e coefficient in Meyer's evaporation formula, equal to 10 for lakes and reservoirs,
- E evaporation in inches per month,
- I average inflow for period,
- O average outflow for period,
- O_1 instantaneous outflow at beginning of period,
- ΔO increment of outflow for period,
- ΔS increment of storage for period,

TABLE 1

Physical data on great lakes

	Superior	Michigan	Huron	St. Clair	Erie	Ontario
Length of Coast Line, Miles	3,000	1,700	2,300	300	800	1,100
Extreme Length Steamer Track, Miles	383	340	247	18	236	180
Extreme Width, Miles	160	118	183	24	57	53
Area Water Surface, Square Miles	31,800	22,400	23,000	500	9,900	7,500
Entire Area Drainage Basin, Square Miles	80,000	67,900	72,600	7,400	32,500	34,800
Maximum Depth, Feet	1,302	923	750	(³)21	210	778
Average Depth, Feet	487	276	195	10	58	264
Highest Monthly Mean Stage Since 1860	604.05	583.68	583.68	(²)577.51	574.70	249.29
Lowest Monthly Mean Stage Since 1860	599.98	577.35	577.35	(²)571.68	569.43	242.68
Average Elevation Above Sea Level, Feet (1860-1958 Incl)	602.2	680.6	580.6		572.4	246.0
Average Outflow, Cubic Feet Per Second	(¹)74,000	(²)48,000	188,000		203,000	240,000
Average Yearly Rainfall, Inches	29	31	31	33	34	34

(1) Outflow is Regulated by Gates.

(2) Estimated from Supply Factors

(3) Natural Maximum Depth. Depth in Dredged Navigation Channel is Greater.

- T_s storage factor $= \Delta S / \Delta O$, dimension of time,
 t duration of routing period,
 e_0 saturation vapor pressure corresponding to surface-water temperature, inches of mercury,
 e_a vapor pressure corresponding to dew point temperature of air, inches of mercury at an elevation of 25 feet,
 u wind velocity in miles per hour at an elevation of 25 feet.

3. HEAT ROUTING PROCEDURE

The solution of the storage equation,

$$\bar{I} - \bar{O} = \Delta S \quad (1)$$

used herein is that presented by Snyder (1945). With the assumption of reservoir-type storage wherein the outflow (surface-water temperature) is uniquely defined by the amount of water (heat) in storage and with the assumption of straight-line variation of inflow (heat-air temperature) and outflow (surface-water temperature) for the time interval used, it was shown that

$$\Delta O = C(\bar{I} - O_1) \quad (2)$$

in which

$$C = \frac{1}{0.5 + \frac{T_s}{t}} \quad (3)$$

A sample computation for deriving the surface-water temperature of Lake Ontario is shown in Table 2. The unit of time used was one month. This duration is slightly too long for the Great Lakes, especially Lake Erie which is the shallowest and has the least heat-storage capacity, but it was used because of the ready availability of monthly hydrometeorological data.

The computations are straightforward using equation (2), and are begun with the month of October to eliminate any need to estimate a beginning surface-water temperature. This results from the fact that, with a value of T_s of 0.5 months for falling temperatures after the maximum, C is equal to 1.0, that is, $1/(0.5 + T_s/t)$. Consequently, the surface-water temperature for the first of one month is then equal to the mean air temperature for the preceeding month. Partial month computations are necessary twice a year to take care of the change of the heat-storage factor at whatever time the surface-water temperature reaches the indicated temperature for vertically isothermal conditions. For Lake Ontario these temperatures are 40.5°F for rising and 42.0°F for falling transitions. In the example of Table 2 for the month of November when the transition takes place the computations are as follows:

$$\bar{I} - O_1 = 40.1 - 50.5 = -10.4.$$

ΔO for a whole month would equal $C(\bar{I} - O_1)$ or $1 \times -10.4 = -10.4$.

However it only takes a drop of 8.5° to reach the isothermal value of 42.0° so the rate of change or ΔO of -10.4 is applicable for 82% of the month, 8.5/10.4. The remaining 18% of the month is with a storage factor of 5.75 ($C = 0.16$). Thus the rate of change for the last 18% of the month is 0.16 (-10.4) or -1.66°F and the actual change is .18 \times -1.66 or -0.3°F. The 1 December value of surface-water

TABLE 2

Computation of Lake Ontario surface-water temperature, 1937-1946

Period	Av. Temp. Oswego & Toronto \bar{I}	$\bar{I} - O_1$	O_1 & ΔO	Computed \bar{O}	Observed Millar (1952) 1937-1946
October	50.5	-10.7	61.2	55.8	55
November	40.1	-10.4	50.5 -10.4 -8.5 -1.7 82 42.0 18 -0.3	45.4	45
December	28.2	-13.5	41.7	40.6	39
January	23.4	-16.1	-2.2 39.5	38.2	37
February	25.2	-11.7	-2.6 36.9	36.0	35
March	32.8	- 2.2	-1.9 35.0	34.8	35
April	43.8	+ 9.2	-0.4 34.6	35.9	37
May	55.2	18.0	+2.6 37.2 5.1 3.3 14.4 65 40.5 35 5.0	40.3	42
June	65.0	20.0	45.5	53.5	54
July	70.6	9.1	16.0 61.5	65.2	67
August	69.5	0.7	7.3 68.8	69.1	69
September	61.2		0.6 69.4	65.3	65
Annual	47.1			48.3	48.3

Notes:

<i>Item</i>	<i>Ts rising</i>	<i>Ts falling</i>
Heat-Storage Factors, Months	0.75 & 3.0	0.50 & 5.75
Routing Coefficients, C	0.80 & 0.285	1.00 & 0.160
Transition (Isothermal) Temperature, °F	40.5	42.0

temperature (O_1) is thus $50.5 - 8.5 - 0.3 = 41.7^\circ\text{F}$. The mean temperature for the month is also computed using the two portions by taking 82% of the month at an average of $(50.5 + 42.0)/2$ and 18% at an average of $(42.0 + 41.7)/2$.

4. DETERMINATION OF HEAT-STORAGE FACTORS

In determining the heat-storage factors that would permit reasonable reproduction of surface-water temperatures of the Great Lakes, the data presented by Millar (1952) were used extensively. The surface-water temperatures found by Millar were based on analysis of thermographs installed on the condenser intakes of several steamships. The averages were based on periods of from five to ten years.

Also of great assistance were the data presented by Church (1942, 1945) showing results of numerous bathythermograph records made chiefly on a Milwaukee-Muskegon route across Lake Michigan. Mean temperatures for surface and depths of 20, 40, 60, and 80 meters are given for each of 33 crossings between November 22, 1941 and September 13, 1942.

Values of temperature-storage factors for Lakes Superior, Michigan, Erie and Ontario were determined by successive trials and are shown on Figure 1. Data for Lake Huron were not used in defining the depth-storage factor relationships. Because of the small difference between the average depths of Lakes Ontario and Michigan (264 and 276 feet) the temperature-storage factors were assumed to be the same, and the values derived were plotted against an average depth of 270 feet. An average of the air temperatures for an appropriately located station on each side of the lake was used in each case for the pertinent period in computing surface-water temperatures for comparison with observed data.

The values of average surface temperatures assumed for the times the deeper half of the lakes become vertically isothermal or departs therefrom are shown on Figure 1. These values were selected in part on a basis of plottings of the observed temperature data and in part on a basis of the successive trial routings. The lower values of transition temperatures shown for Lake Ontario as compared to those for Lake Michigan are consistent with the fact that winds are lighter on Lake Ontario than on Lake Michigan at the time stratification begins, generally in May, on the deeper half of these lakes. Similarly, the values used for Lake Huron are higher than those for Lake Michigan because of stronger winds in May and because of the shallower depth.

Table 2 shows the computations for the final trial for the Lake Ontario surface-water temperatures using the calendar month averages of the air temperature for the period 1937-1946. The air temperature is the average of values for Toronto, Ontario, and Oswego, New York. The smaller values of the temperature-storage factors are used when the surface-water temperature is above the transition temperature. The values of surface-water temperature reported by Millar (1952) for the same period are also shown. The maximum difference in a monthly average is 1.8°F and there is no difference between average annual values.

In arriving at water temperatures for lakes with appreciable amounts of inflow or outflow, the matter of heat conducted into or out of the lake must be considered. However, the Great Lakes are so large in comparison to the quantities of water flowing in and out that this factor does not appear to be significant insofar as computation of surface-water temperatures is concerned. In the case of Lake Ontario, where the surface-water temperature of Lake Erie can be almost 10°F higher at the time of appreciable inflow to Lake Ontario, a total inflow of 300,000 cubic feet per second at a temperature 10°F higher would add heat equivalent to about 20 calories per

square centimeter per day to Lake Ontario as compared to a net total daily intake of about 400 calories per square centimeter.

5. SURFACE-WATER TEMPERATURES

TABLE 3

Computed surface-water temperatures for Great Lakes, 1921-1950

Period	Superior		Michigan		Huron		Erie		Ontario	
	Com- puted	Ob- served	Com- puted	Ob- served	Com- puted	Ob- served	Com- puted	Ob- served	Com- puted	Ob- served
Degrees, Fahrenheit										
January	35.1		38.3		37.8		36.8		38.4	37
February	32.6		35.7		34.6		33.0		36.2	35
March	32.0		34.2		32.6		32.8		35.0	35
April	32.4		35.0		33.4		37.4		36.2	37
May	34.6	35	38.5	41	37.4	39	48.4	50	41.1	42
June	38.7	39	50.0	51	47.2	48	60.6	63	54.6	54
July	44.5	44	63.0	64*	60.7	64	68.6	70	65.7	67
August	54.2	55	67.3	69	65.6	68	70.6	73	69.1	69
September	56.0	54	64.0	65	62.1	61	66.6	67	65.5	65
October	48.4	48	55.0	54	53.2	54	57.6	59	56.4	55
November	41.1	42	44.6	46	44.2	45	49.0	49	45.3	45
December	38.6		40.9		41.0		43.0		40.6	39
Annual	40.7		47.2		45.8		50.4		48.7	48.3
Air Temp.	37.6		45.4		43.5		48.4		47.4	

Note: Observed Surface-Water Temperatures are by Millar (1952) for the Following Periods: Lake Superior, 1935-1939; Lakes Michigan and Huron, 1935-1941; Lake Erie, 1937-1941; and Lake Ontario, 1937-1946.

* Published as 61°F, but detailed data in report indicate value of about 64°F.

Table 3 presents the surface-water temperatures computed by the temperature-storage procedure for all the Great Lakes as averages for the period 1921-1950. The values published by Millar (1952) are also given in the table. Air temperatures used were the 30-year averages for the following stations: Fort Williams, Ontario and Sault Ste. Marie, Michigan, for Lake Superior; Escanaba, Michigan plus 2°F and Muskegon, Michigan for Lake Michigan; Alpena, Michigan, for Lake Huron; Toledo, Ohio and Buffalo, New York for Lake Erie; and Toronto, Ontario and

Lochester, New York, for Lake Ontario. The temperature storage factors and transition temperatures as shown on Figure 1 were used.

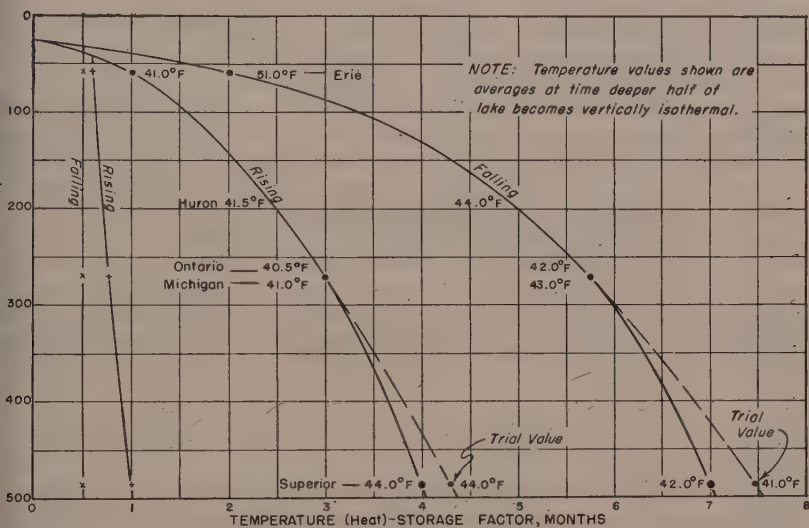


Figure 1. Temperature (Heat)-Storage Factors for the Great Lakes

EVAPORATION FOR LAKE ONTARIO BY WATER BALANCE

Evaporation was computed for Lake Ontario month by month for the period 1944-1953, using the water-balance approach. Evaporation was taken as the difference between the inflow and the outflow adjusted for change of storage. Effects of all other factors and errors of measurements are thus included in the computed value of evaporation. The inflow consisted of the flow of the Niagara River at Buffalo, the discharge through the Welland Canal, the local tributary inflow, and precipitation on the lake. The outflow consisted of the flow of the St. Lawrence River at Ogdensburg, New York. The local tributary inflow was computed separately for Canadian and United States streams by multiplying the measured inflow by the ratio of the total contribution area to the measured area. For most of the period 5370 square miles were measured out of 12,000 square miles in Canada and 10,440 square miles out of 15,300 square miles in the United States. The ten-year average calendar month values of evaporation are given in Table 4.

The accuracy of the water-balance data for Lake Ontario is not easily assessed. A relatively small bias in the flow of the Niagara and St. Lawrence Rivers would effect appreciably the water balance values of evaporation. However such a bias would result in the opposite effect on the adjacent lake or lakes. Estimates of annual values of evaporation from water balances for all the Great Lakes have been added to the bottom of Table 6. Although some such bias was indicated for individual years of high runoff for Lakes Erie and Ontario, the average annual values give no such indication. In this connection the greatest probable errors in stream flow measurements would occur during the winter months when effects of ice retardation must be estimated for the connecting rivers. The water-balance evaporation has

TABLE 4

Surface-water temperatures and evaporation for Lake Ontario, 1944-1953

Period (1)	Surface-Water Temperatures Degrees F		Evaporation Inches		Water Balance Av. of Ten Years (6)	Col.(4)Adj. for Length of Monthss (7)
	From Average of Ten Years (2)	From Ten Year Averages (3)	From Average of Ten Years (4)	From Ten Year Averages (5)		
January	38.5	38.8	2.87	2.95	1.82	2.90
February	36.5	36.8	2.65	2.76	1.36	2.47
March	35.6	35.7	1.60	1.64	.32	1.63
April	36.9	36.8	.73	.65	.10	.72
May	41.7	41.5	— .34	— .41	— .34	— .35
June	54.3	54.2	.10	.00	— .36	.10
July	65.2	65.2	2.07	2.05	2.37	2.11
August	69.2	69.2	3.85	3.80	4.21	3.89
September	65.7	65.8	4.45	4.56	4.47	4.41
October	57.1	57.2	3.63	3.71	3.92	3.70
November	46.8	46.6	2.88	2.84	3.67	2.85
December	40.9	40.8	3.06	3.03	3.39	3.12
Annual	49.0	49.1	27.55	27.58	24.29	27.55

not been adjusted for the effect of density changes of the surface water from month to month. A 10° change of surface-water temperature in one month from 50°F to 60°F taken as an average of 5° for the top 50 feet of a lake would amount to a change in stage of 0.22 inch.

The matter of subterranean water movement and the matter of bank storage can not be evaluated directly. These items might be assumed to constitute the differences, if any real one exists, between values of computed evaporation and those obtained from water-balance studies. This matter is considered further in the section on Subterranean Water Movement.

7. MASS-TRANSFER COMPUTATION OF EVAPORATION

Monthly evaporation was computed using Meyer's (1942) adaptation of the Dalton principle with the formula:

$$E = C_e (e_0 - e_a) \left(1 + \frac{u}{10}\right) \quad (4)$$

To evaluate the possible difference in the values of the coefficient of C_e in equation (4) for use with long time averages as compared to use with individual

monthly values of the variables involved, evaporation was computed for Lake Ontario for the individual months of the 10-year period, 1944-1953, for comparison with values computed from the 10-year calendar month averages. In doing this the surface-water temperatures were also computed on an individual monthly basis as well as with the 10-year average data. Published climatological data for Oswego and Rochester, New York, and Toronto, Ontario were utilized. All data used for the New York side were those observed at Oswego except that values of wind and humidity for 1953 were those measured at Rochester. In all computations the calendar months were assumed to be of equal length. The final averages could be adjusted for the actual length of the particular month with results as illustrated in Table 4 for one set of values.

The results shown in Table 4 indicate that a value of 10 for C_e is equally satisfactory for the individual monthly analysis and for the computation using 10-year-calendar month average data. The surface-water temperatures computed from 10-year average monthly data were almost identical with those computed from 10-year individual monthly data. The greatest difference in average monthly surface-water temperature was 0.3°F for January and February while the average annual values differed by only 0.1°F.

4. LONG TIME MONTHLY EVAPORATION FOR THE GREAT LAKES

Using the 1921-1950 monthly climatological data shown in Table 5 and the computed surface-water temperatures of Table 3, average calendar month evaporation was computed for each of the Great Lakes using a value of 10 for C_e . The results are shown in Table 6.

TABLE 5

Monthly climatological data for the Great Lakes, 1921-1950

Period	Superior		Michigan		Huron		Erie		Ontario	
	e_a in.Hg.	u mph	e_a in.Hg.	u mph	e_a in.Hg.	u mph	e_a in.Hg.	u mph	e_a in.Hg.	u mph
January	.052	9.8	.087	10.6	.082	11.7	.103	13.0	.098	12.8
February	.055	9.8	.085	10.8	.074	11.6	.100	12.6	.092	12.6
March	.086	10.4	.120	11.5	.108	12.3	.141	12.6	.128	12.2
April	.149	10.8	.185	11.4	.168	12.0	.200	12.0	.187	11.4
May	.233	10.1	.275	10.5	.251	10.9	.302	10.6	.287	9.6
June	.358	9.0	.421	9.2	.379	9.9	.433	9.7	.418	8.4
July	.449	8.4	.511	8.5	.462	9.2	.505	9.2	.502	7.8
August	.430	8.0	.500	8.4	.456	9.3	.494	8.9	.485	7.7
September	.331	9.0	.394	9.4	.367	10.3	.401	9.8	.398	8.5
October	.212	9.5	.263	10.0	.250	10.8	.269	10.7	.266	9.4
November	.126	10.2	.167	11.3	.165	11.9	.179	12.5	.179	11.2
December	.069	10.0	.109	10.9	.103	11.6	.119	12.6	.116	12.0
Annual	.212	9.6	.260	10.2	.239	11.0	.270	11.2	.263	10.3

TABLE 6

Computed evaporation for the Great Lakes, 1921-1950

Period	Superior	Michigan	Huron	Erie	Ontario
	Evaporation in Inches				
January	3.01	2.99	3.13	2.62	3.07
February	2.53	2.58	2.72	1.97	2.72
March	1.92	1.63	1.69	1.02	1.66
April	.71	.38	.48	.51	.56
May	— .66	— .88	— .58	.77	— .59
June	—2.36	—1.17	—1.10	1.87	.15
July	—2.87	1.18	1.31	3.70	2.29
August	— .18	3.07	3.36	4.78	3.97
September	2.22	3.90	3.88	4.97	4.24
October	2.48	3.38	3.22	4.28	3.67
November	2.65	2.71	2.72	3.78	2.63
December	3.28	3.05	3.30	3.57	2.99
Annual	12.73	22.82	24.13	33.84	27.36
Annual Water Balance	1944-51	1915-1924*		1944-53	1944-53
Evaporation	21.5	25.5		26.3	24.3

* John R. Freeman (1926).

Air vapor pressures were obtained for most of the stations used by applying the average of the 7 A.M. and 1 P.M. relative humidity values to the saturation vapor pressure for the average monthly temperature.

In arriving at climatological data for average conditions over the lake surfaces it was considered that air temperatures and vapor pressure were sufficiently stable to permit use of published data without too much concern about the instrument exposures for the period of record used. Values of published wind movement, however, could not be so readily accepted.

Adolph Meyer (1942) made an exhaustive study of Weather Bureau wind records and attempted to adjust them all to equivalent values for 25 feet above ground exposures. His results show all stations on or near the Great Lakes to have average annual wind movements ranging from 10.3 to 11.5 miles per hour with most of the stations near the higher value.

The wind data used herein (Table 5) were those published by the U. S. Weather Bureau and the Canadian Department of Transport without adjustment except in the case of Buffalo, New York where published values were multiplied by 0.77. Average wind data for periods less than 30 years were used for several stations in order to utilize only airport observations. For most of the other stations the available

verages were for periods longer than 30 years and these were used. The wind velocities with tower exposures on buildings did not appear to exceed values obtained from much lower airport exposures except in the case of Buffalo, New York. The Buffalo city office wind instruments had especially high exposures so a correction of 0.77 was applied to produce an average annual wind movement of 11.4 miles per hour.

It is to be noted that for the range of velocities used for the Great Lakes an error of 10 percent in the wind velocity results in an error of only 5 percent in the computed evaporation using Equation (4).

In order to obtain an evaluation of the effect of a variation in basic data and the temperature-storage factors on the resultant computed evaporation, a test was made on Lake Superior. The computations were made using Sault Ste. Marie climatological data for 1921-1950 adjusted to represent average conditions for the lake on the basis of comparisons of Sault Ste. Marie and Fort Williams average monthly data for the 1944-1952 period. The values of temperature-storage factors used in computing the surface-water temperatures were those of an earlier trial before air temperature data for Fort Williams for 1935-1939 were available. The temperature-storage factors used for the test are shown on Figure 1 as trial values.

The results of the test showed that the meteorological data for Lake Superior were closely reproduced by adjusting the Sault Ste. Marie data. The average annual temperature obtained was 37.4°F compared to 37.6°F, the average annual air vapor pressure was 0.211 inches of mercury compared to 0.212, and the average annual wind movement was 9.4 miles per hour compared to 9.6. The greatest difference in monthly values was 1.4°F for air temperature, 3 percent for the vapor pressure, and 4 percent for the wind movement.

The computed test evaporation was 11.89 inches «for the average annual value as compared to 12.73 inches» for the adopted value. The difference resulted primarily from slightly lower water temperatures for the test which in turn resulted mainly from the trial values of the temperature-storage factors used in the test. The average annual surface-water temperature for the test was 40.2°F compared to 40.7°F for the adopted values. The maximum differences in monthly values was 1.2° in July and 1.6°F in August.

9. SUBTERRANEAN WATER MOVEMENT

The matter of bank storage and release of water along the shores of the Great Lakes has been variously considered in magnitude ranging from one of great importance to one of little significance.

If the computed mass-transfer values and water-balance values of evaporation are accurate, a comparison of these quantities gives a value to the errors and unknown factors that were grouped in the evaporation term of the water-balance evaluation. If it is assumed further that bank storage or subterranean water movement is a significant factor, the difference of the two evaporation values is an indication of their possible magnitude.

A comparison of the values of evaporation for computed mass-transfer and water-balance studies shown in Table 6 indicates subterranean inflow to Lakes Erie and Ontario and a decided loss from Lake Superior. The magnitude of the differences is probably too small to be accepted as real in the cases of the gains, but the indicated loss from Lake Superior is too large to be discounted without further investigation.

REFERENCES

- CHURCH, Phil E., The Annual Temperature Cycle of Lake Michigan: I, Cooling from Late Autumn to the Terminal Point, 1941-42, Misc. Reports No. 4, 1942; II, Spring Warming and Summer Stationary Periods, 1942, Misc. Reports No. 18, 1945; Institute of Meteorology, Univ. of Chicago.
- FREEMAN, John R., Regulation of Elevation and Discharge of the Great Lakes, *Report to the Sanitary District of Chicago*, 79, 1926.
- MEYER, Adolph F., Evaporation From Lakes and Reservoirs, Minnesota Resources Commission, 12, 1942.
- MILLAR, F. Graham, Surface Temperatures of the Great Lakes, *Jour. of the Fisheries Research Board of Canada*, 9 (7), 329-376, 1952.
- PERREY, J. I., and CORBETT, D. M. Hydrology of Indiana Lakes, *U. S. Geological Survey Water Supply Paper* 1363, 19-24, 1956.
- SNYDER, Franklin F., Discussion of Storage and the Unit Hydrograph by Clark, C. O., *Trans., ASCE*, 110, 1466-1469, 1945.

COURSE OF FREE WATER SURFACE EVAPORATION IN VARIOUS PERIODS OF TIME

Ing. JIRÍ VÁŠA

Cand. Tech. Sci., Hydraulic Research Institute Praha

SUMMARY

Significance of water surface evaporation-research.

The way of solving research problems of evaporation in the Hydraulic Research Institute in Praha. Construction of the main evaporation stations. Evaporimeters and other instrument-equipment. Description of the existing extent of observations.

Evaluation of some results of existing observations on large sunken pans. The course of evaporation during the year, vegetation period, month, day. Determination of periods for studying water-loss by evaporation according to their importance. Determination of different pan-coefficients for these periods. Bases for deriving empirical formulas for completing the missing observations in the network of evaporimetric stations. Utilisation of the results. The programme of further research work.

For the proper water management of a country with planned economy it is necessary to know the requirements of water and how these requirements for the most various purposes are met. To do this, it is essential to start with the so-called hydrological balance which consists of the following components: precipitation, runoff and evaporation.

The loss-factor, i.e. the total evaporation is up to now still the least known. The total evaporation consists under natural conditions of the evaporation from the free-water as well as water surfaces covered with vegetation, soil evaporation and transpiration.

As the first visible factor of loss which affects the conditions of water in reservoirs and rivers, we shall investigate the evaporation from free-water surfaces.

The knowledge of the free-water evaporation as a loss-factor will not be the only gain. Free-water evaporation which is simultaneously influenced by a number of meteorological factors is a usable index of the course of some natural phenomena which are controlled by the same meteorological factors. As example can be given the moisture deficit in the catchment area (possibility of forecast of storm-runoffs), moisture consumption of the vegetation (possibility to use in design and operation of irrigation) etc.

By evaporation we shall mean the resultant flow of molecules of water in the gaseous phase in the direction from the evaporating surface into the atmosphere (difference in the quantity of molecules moving permanently in both directions).

The first step which we accomplished in the systematic research carried out by the Hydraulic Research Institute in Prague was the summarization of earlier works:

In the period between the two World Wars a research team in the Institute carried out experimental measurements using a floating evaporimeter with a surface area of 2000 cm² and sunken evaporimeters. During the dry hydrological year 1934 (e.g. 875 mm were measured on the floating evaporimeter in the shipping canal in Prague-Podbaba. The results of further experimental measurements were used for the construction of the so-called Rón differential evaporimeter (evaporation surface area 2000 cm², edge 40 cm above the ground), which was later on introduced into the network. This network has not been completed.

Observations from 25 stations using the Rón evaporimeter in Bohemia and Moravia with a mean observation period of 7 years were summarized.

Somewhat longer series of observations (average 14 years) were summarized

using the measurements with a Wild evaporimeter (adjusted letter-balance where the diameter of the scale is 17,8 cm) which was installed in 30 stations of the meteorological network in Bohemia and Moravia.

Brief description of research work and several results achieved so far follow: In 1956 the Hydraulic Research Institute Praha-Podbaba constructed experimental evaporimetric stations at Tišice (Fig.1) and at Hlasivo, in the two most typical climatic regions⁽⁶⁾. These stations are being gradually equipped with evaporimetric and



Fig. 1 — Evaporimetric station at Tišice

meteorological instruments. The equipment used for comparison in the free-water evaporation research is a sunken evaporimetric basin with a diameter of 5 m and 1 m deep. For the characterisation of the temperature conditions we give the normal temperatures, derived near the sites of the newly established basic evaporimetric stations.

TABLE 1

Average monthly temperatures in °C

Tišice		I	II	III	IV	V	VI
Month		— 0,9	— 0,4	3,8	8,1	13,7	16,4
Normal		VII	VIII	IX	X	XI	XII
Month		18,3	17,2	13,6	8,6	3,4	0,6
Normal							
Hlasivo		I	II	III	IV	V	VI
Month		— 2,9	— 1,5	2,3	6,4	11,5	14,3
Normal		VII	VIII	IX	X	XI	XII
Month		16,0	15,3	12,1	7,1	2,0	—1,4
Normal							

The mentioned network of Rón's evaporimeters is being gradually improved and completed with additional instruments.

At present the following instruments are in permanent or experimental operation at the stations: comparative evaporimeter, Rón's evaporimeter, Wild's evaporimeter (current, recording and so-called compensating), GG1/3000-evaporimeter (used in the network in the USSR), microevaporimeter (500 cm²), evaporimetric pans, sunken into the earth with an evaporation surface of 2000 cm², 25, 50 and 100 cm deep respectively, and a sunken evaporimeter with an evaporation surface of 1 m², 60 and 100 cm deep respectively (used also as floating evaporimeter 50 cm deep).

On all instruments the evaporation is read at least once daily during the observation period. On the basins also micro-water-level recording apparatus are tested. The temperature of the water surface in the instruments is measured three times a day.

The results gained from the observations of the evaporimetric basins were used for a number of purposes: To obtain reliable values of the real evaporation in the course of a year, of the vegetation period of a month, to determine reduction coefficients of the evaporimetric instruments at the stations for the respective periods and to derive empirical formulae to supplement missing observations in the evaporimetric network. The series of observations gained so far is a short one and allow, therefore, only a preliminary but already a very near approach to the solution of the mentioned urgent problems. By a systematic continuous observation and research, the data obtained will then be made more precise and further problems will be solved.

The starting point for our work is the precise determination of the course of evaporation and related meteorological factors during different periods of time. In Fig. 2 the course of evaporation (from the evaporimetric basin) during the whole season in which the measurements were made is shown. This graph as well as other data indicate that the greatest monthly evaporation under the given climatic conditions occurs in June and the period of the three summer months, June, July, August, represents roughly almost one half of the yearly amount of evaporation.

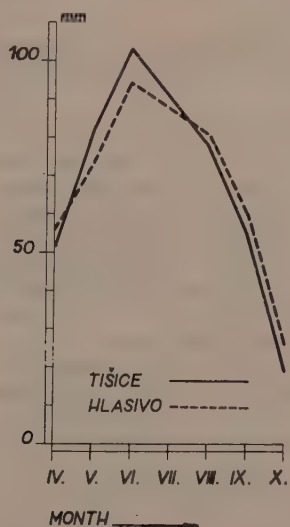


Fig. 2 — Course of the evaporation during the observation period (mean values in months for the years 1956-1959).

In Fig. 3 the course of evaporation during June 1957 with some additional measured factors is plotted as an example. This example is chosen especially because it shows that during the extremely warm period of the first ten days even the highest daily value does not approach the previously given maximum daily value for Central Europe, i.e. 10 mm.

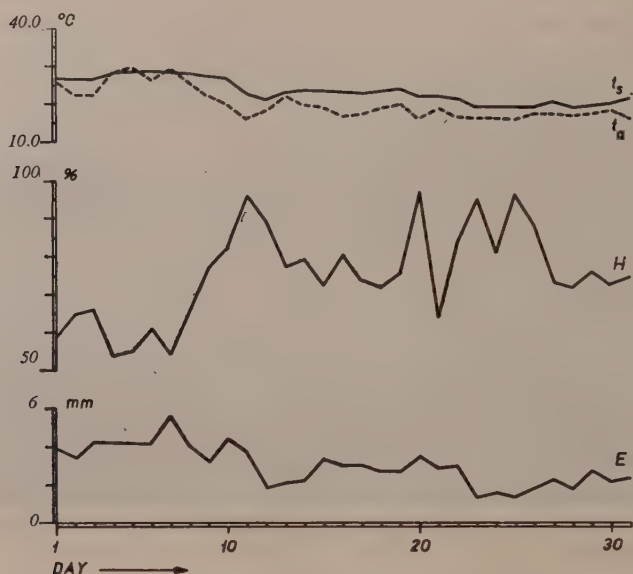


Fig. 3 — Temperature of the water surface (t_s); temperature of the air (t_a) relative air humidity (H) and evaporation (E) at Tišice in July 1957.

In Fig. 4 the cumulative curve of the evaporation during a summer day together with several further important measured readings is given. This example is selected at random and condensed observations of this type help to gain a detailed knowledge of the regular behaviour of the evaporation, of the relation of evaporation and meteorological factors, of the research of evaporation control and for improving, controlling and comparing the performance of the instruments.

According to the experiences gained so far it is most important to know the water losses due to evaporation during periods without precipitation, further the extreme monthly values, evaporation in the summer season, evaporation during the vegetation period, evaporation in the not freezing period and finally the evaporation during the whole year, where we have no longer to deal with the actual free-water evaporation. With regard to the possibilities of evaluation the measured material, the extreme monthly values, the evaporations during the 6th—8th and the 4th—10th month, respectively, have been evaluated up to now.

In simultaneous measurements on the evaporimetric basin and on the other instruments at the station, reduction coefficients of these instruments have been derived for the mentioned three periods of time.

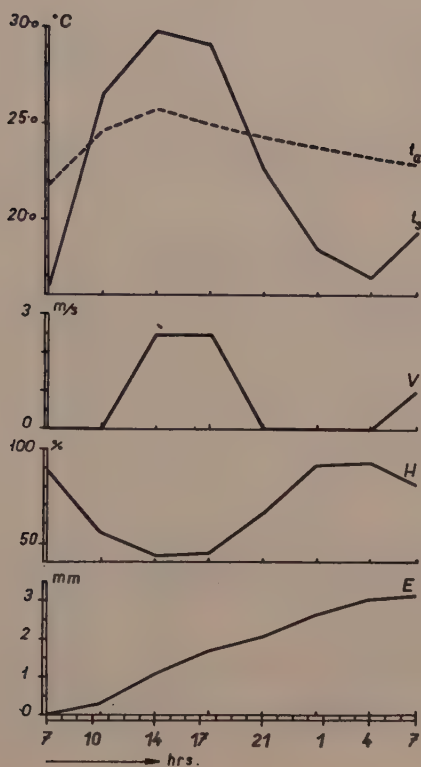


Fig. 4 — Temperature of the water surface (t_s); temperature of the air (t_a), wind velocity (v), relative humidity (H) and evaporation (cumulative curve $-E$) et Tišice on 10th and 11th August 1959.

TABLE 2

*Reduction coefficients (lake-to-pan ratios)
(1956-1959)*

Dryer region (Tišice)				Moister region (Hlasivo)			
Month	Red. coef.	Limit. values	Number of mea- surem.	Red. coef.	Limit. values	Number of mea- surem.	Ø red. coef.
Rón's evaporimeter							
IV	0,51	(0,48-0,53)	2	0,58	(0,55-0,61)	2	0,55
V	0,56	(0,54-0,58)	3	0,58	(0,53-0,63)	3	0,57
VI	0,64	(0,55-0,76)	3	0,61	(0,52-0,67)	3	0,63
VII	0,60	(0,56-0,66)	4	0,62	(0,57-0,70)	4	0,61
VIII	0,58	(0,57-0,60)	4	0,65	(0,62-0,71)	4	0,62
IX	0,58	(0,50-0,64)	4	0,65	(0,55-0,74)	4	0,62
X	0,88	(0,73-1,02)	2	0,67	(0,58-0,75)	2	0,78
VI-VIII	0,61			0,63			0,62
IV-X	0,62			0,62			0,62
Wild's evaporimeter							
IV	1,07	(1,06-1,08)	2	0,95	(0,87-1,04)	2	1,01
V	1,54	(1,46-1,68)	3	1,13	(0,86-1,32)	3	1,34
VI	1,79	(1,46-2,29)	3	1,30	(1,16-1,43)	3	1,55
VII	1,66	(1,37-1,93)	4	1,40	(1,38-1,41)	4	1,53
VIII	1,63	(1,28-1,92)	4	1,52	(1,42-1,60)	4	1,58
IX	1,40	(1,00-1,76)	4	1,26	(1,09-1,67)	4	1,33
X	1,40	(1,13-1,68)	2	1,25	(1,11-1,40)	2	1,33
VI-VIII	1,70			1,40			1,55
IV-X	1,50			1,26			1,38
GGI-3000 evaporimeter							
IV	0,74	(0,68-0,80)	2	0,86	(0,85-0,86)	2	0,80
V	0,83	(0,78-0,88)	3	0,82	(0,73-0,87)	3	0,83
VI	0,88	(0,80-1,00)	3	0,88	(0,82-0,92)	3	0,88
VII	0,84	(0,79-0,86)	3	0,87	(0,81-0,93)	3	0,85
VIII	0,80	(0,77-0,82)	3	0,91	(0,85-0,98)	3	0,86
IX	0,79	(0,76-0,84)	3	0,89	(0,84-0,94)	3	0,84
X	0,81	(0,79-0,82)	2	0,75	(0,65-0,86)	2	0,78
VI-VIII	0,84			0,88			0,86
IV-X	0,81			0,85			0,83

To enable the transfer of the results obtained on different instruments so-called reciprocal transfer coefficients (pan-to-pan ratios) were derived:

TABLE 3

Reciprocal transfer coefficients (pan-to-pan ratios)
($x : y$)

Tisice		x		
		Wild	Rón	GGI
y	Wild		2,20 22/22	1,58 19/22
	Rón	0,46 22/19		0,73 19/22
	GGI	0,62 22/19	1,38 22/19	
Hlasivo		x		
		Wild	Rón	GGI
y	Wild		1,73 22/22	1,27 19/22
	Rón	0,58 22/22		0,73 19/22
	GGI	0,79 22/19	1,37 22/19	

(In the first line there are always given the values of the transfer coefficients and in the second the number of months in which the observations were made).

The analysis of the reduction as well as transfer coefficients together with the results of other investigations showed that Wild's evaporimeter gives readings approaching the real evaporation. As far as the values of the reduction coefficients have not yet been ascertained, the use of Wild's evaporimeter was suitable for the approximate determination of the losses due to evaporation. When using the derived reduction coefficients the data of Rón's evaporimeter are more precise. For further improvement of the evaporimetric data and to remove some of the deficiencies of the instruments used up till now, a research of a new more precise evaporimeter to be used in a network is being carried out. The Soviet evaporimeter of the type GGI-3000 gives better results in the measurement of the actual losses due to evaporation than Rón's evaporimeter and far better results than Wild's evaporimeter.

As the extent of direct observations is still not sufficient, the measured results have to be completed by means of empirical calculations. The simultaneous measurement of evaporation and corresponding meteorological data allowed the derivation of empirical formulae for the approximate computation:

$$E = (e_s - e_a) \cdot (0,0405 B + 0,36415),$$

$$E = 0,005 t^2 + 0,783,$$

where E = evaporation,

e_s = tension of water vapour in the air in mm Hg,

e_a = velocity of wind in Beaufort degrees and,

t = temperature of the surface of the water in °C.

According to the number of measured elements, the first or the second equation which were derived for the region of Bohemia are used; the water temperature is usually calculated from the air temperature according to the further determined relation. This relation, obtained from the measurements carried out till now, is given in Fig. 5.

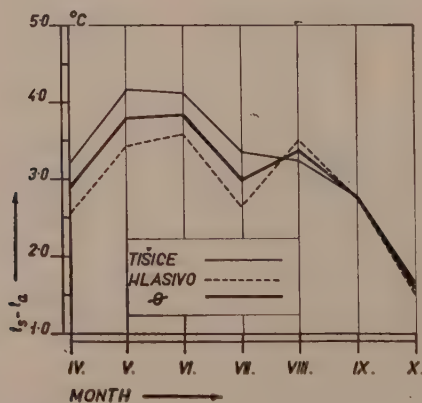


Fig. 5 — Curve of differences in the temperatures of the water surface and the air ($t_s - t_a$).

The data obtained so far are used for the most various immediate practical needs; for the evaporimetric periods mentioned above, an area and time distribution of evaporation was determined. The experiences gained are also utilized for further research work.

For the future we count with the gradual solution of the following partial research problems:

Investigation of the most suitable instrument for the measuring of evaporation.

Construction of an evaporation measuring network.

Free water evaporation research in connection with the climate.

Research of the evaporation in water reservoirs.

Research of the control of water surface evaporation.

Determination of the lake-to-pan ratios of instruments and regional distribution of evaporation from a longer series of evaporimetric observations.

REFERENCES

- 1) DUB O., Hydrologia, hydrografia, hydrometria. SNTL 1957.
- 2) KUZNECOV V.S., O perechodnykh koeficientach nazemnykh isparitelej GGI 3000 Trudy GGI, 45 (99), 1954.
- 3) LINSLEY R.K., Hydrology for Engineers.
KOHLER M.A., Mc Graw-Hill Book Comp. Inc.
PAULHUS L.H., New York, 1958.
- 4) ŠERMER A., Výskum výparu z voľnej vodnej hladiny pre zistenie strát vody z nádrží a iných vodných ploch. Vodohospodársky časopis 2/1954.
- 5) URYVAJEV P.A., Vlijaniye na pokazaniya vodnykh isparitelej ich razměrov i grunтов v kotorykh oni ustanovleny. Trudy GGI, vyp. 45 (99). Gidrometeoizdat, 1954.
- 6) VÁŠA J., Měření výparu z vodní hladiny. Vodní hospodářství 6/1958.

EINE NEUE VERDUNSTUNGSAPPARATUR FÜR BINNENGEWASSER

B. BROCKAMP und H. WENNER

SUMMARY

When measuring evaporation from lakes with floating pans, temperature differences between the water in the pan and the surrounding lake will probably be the main error. The following report describes an evaporation apparatus where these temperature differences are avoided.

This is possible by using a material with a lower absorption coefficient than water, by avoiding algal life and by an automatical heating.

Zur Ermittlung der Verdunstung von freien Wasserflächen werden bekanntlich folgende Methoden herangezogen :

1. Die Austauschmethode, bei der der vertikale Transport von Wasserdampf in der Atmosphäre bestimmt wird.

2. Die Wärmehaushaltsmethode, nach der sich die Verdunstung aus dem Wärmehaushalt des Gewässers ergibt.

3. Die Wasserhaushaltsmethode und als leichter zu überschauende Abwandlung hiervon das Messen mit eintauchenden Verdunstungsbehältern.

Die nachstehenden Ausführungen bringen einen experimentellen Beitrag zu der letztgenannten Methode.

Bei der Verwendung eintauchender Verdunstungsbehälter erhebt sich die Frage, inwieweit die Verdunstung des Sees mit der des Behälters übereinstimmt. Für eine möglichst gute Übereinstimmung müssen folgende Voraussetzungen erfüllt werden :

1. Die meteorologischen Verhältnisse über dem Behälter müssen gleich denen auf dem See sein, d.h., durch die Aufstellung des Verdunstungsbehälters dürfen die meteorologischen Faktoren, von denen die Verdunstung abhängt, möglichst nicht gestört werden.

2. Das Wasser im Verdunstungsbehälter muß die gleiche Oberflächentemperatur und Oberflächengestaltung aufweisen wie das Seewasser.

Diese Forderungen werden am besten erfüllt, indem der Behälter so weit in den See eintaucht, daß der Rand möglichst wenig aus dem Wasser ragt.

H. Bindemann (1908-1913) und W. Friedrich benutzten bei den ersten derartigen Verdunstungsmessungen einen zylinderförmigen Behälter mit einer Oberfläche von 2000 cm², der von einem hölzernen Floß getragen wurde. Die Tagessummen der Verdunstung berechneten sie aus der Differenz der Wasserstände je zweier aufeinanderfolgender Tage.

Beim Messen mit eintauchenden Verdunstungsbehältern, wie sie seit 1908 bis heute unverändert benutzt werden, kommen folgende, bereits von Friedrich erwähnte Fehlerquellen in betracht :

1. Durch Wellenbewegungen im Behälter wird der Rand oberhalb des Wasserspiegels benetzt und vergrößert so die verdunstende Oberfläche.

2. Durch den aufragenden Gefäßrand und durch das umgebende Floß wird die Windgeschwindigkeit herabgesetzt und führt so zu kleineren Verdunstungswerten.

3. Wenn auch der Behälter aus einem Material mit großem Wärmeleitvermögen besteht, so stellt sich doch im Behälter eine andere Temperatur ein als im freien Wasser.

(*) Anschrift der Verfasser: Münster/Westf., Institut für Reine und Angewandte Geophysik, Steinfurterstr. 107.

Zur Zeit der Haupteinstrahlung ist die Temperatur im Kessel zu hoch und zur Zeit der Abkühlung, d.h. vom späten Nachmittag bis zum frühen Morgen, zu niedrig im Vergleich zur Temperatur des Sees. Diese vorherrschend strahlungsbedingten Temperaturabweichungen, die nach den Angaben von Friedrich bis zu etwa 6° betragen können, dürften die Hauptfehlerquelle beim Messen mit eintauchenden Verdunstungsbehältern darstellen.

Die Temperaturüberhöhung zur Zeit der Haupteinstrahlung kommt folgendermaßen zustande: Die kurzwellige Sonnen- und Himmelsstrahlung ist in einer Tiefe von 40 cm — das ist die Behältertiefe — noch nicht vollständig absorbiert und dringt normalerweise in noch grössere Tiefen des Sees ein. Im Verdunstungsbehälter dagegen wird die Reststrahlung am Boden und an der Wandung absorbiert bzw. diffus reflektiert, um dann unter weiterer Energieabgabe das Wasser im Behälter wiederholt zu durchlaufen.

Am späten Nachmittag und vor allem in der Nacht sinkt die Temperatur der Wasseroberfläche durch Ausstrahlung und Verdunstung; dies bedingt eine instabile Schichtung und einen verstärkten Massenaustausch im Wasser. Der Austausch hält so lange an, bis sich wieder eine stabile Schichtung eingestellt b.w. hat, d.h. bis der durch die Abkühlung bedingte Temperaturgradient gleich Null geworden ist. Der Verdunstungsbehälter kühlt sich stärker ab als der umgebende See, sobald diese Thermo-Konvektion bis zum Boden des Behälters reicht.

Im Folgenden wird über eine Anordnung berichtet, in der die genannten Temperaturabweichungen weitgehend herabgesetzt sind.

Es gelingt dieses durch Auswahl eines Behältermaterials mit kleinem Absorptionsvermögen und durch Herabsetzung der Absorption im Wasser des Behälters durch Verhinderung von Algenwuchs.

Für den Bau des Behälters, der die gleichen Abmessungen wie die gebräuchlichen Verdunstungsbehälter hat, wurde ein Material verwendet, dessen Absorptionskoeffizient kleiner als der des Wassers ist, das also die kurzwellige Sonnen- und Himmelsstrahlung nahezu ungehindert durchläßt. Auf diese Weise wird dem Behälter nicht mehr Wärme zugeführt als den oberen 40 cm des freien Sees. Außer der geringen Absorption muß das Material eine gewisse mechanische Festigkeit aufweisen, da durch Verformungen des Behälters der zu messende Wasserstand verfälscht würde. Nach Prüfung mehrerer gebräuchlicher Kunststoffe erwies sich Plexiglas in einer Stärke von 1 cm als am besten geeignet.

Abbildung 1 stellt das Absorptionsspektrum für Plexiglas und Wasser dar. Nach oben ist für eine 1 cm dicke Schicht die Durchlässigkeit in Prozenten aufgetragen. Die punktierte Kurve gilt für destilliertes Wasser; für See-Wasser dürften die Werte noch erheblich tiefer liegen.

Diese Maßnahme reicht allerdings allein noch nicht zur Vermeidung der Temperaturüberhöhung aus, da erstens ein Teil der Strahlung an der Wandung des Behälters reflektiert wird und zweitens der durch Strahlungsabsorption entstandene Temperaturgradient im freien Wasser durch Austausch verkleinert wird, im Behälter dagegen wegen des behinderten Austausches weitgehend erhalten bleibt. Durch Zugabe einer sehr geringen Menge geeigneter Chemikalien wird deswegen dafür gesorgt, daß sich im Verdunstungsbehälter Algen und anderes pflanzliches Plankton, das sehr zur Strahlungsabsorption beiträgt, nicht entwickeln kann. Auf diese Weise wird im Verdunstungsbehälter die Strahlungsabsorption und damit die Wärmeerzeugung niedriger gehalten als in den obersten 40 cm des freien Sees (*).

Die durch die Lösung bedingte Änderung des Dampfdrucks, die evtl. die Verdunstung beeinflussen kann, ist vernachlässigbar gering.

(*) Eine Simazin-Lösung von 1:10⁵ (Fa. Schering, Berlin) verhinderte ein Aufkommen der Algen für mehrere Wochen.

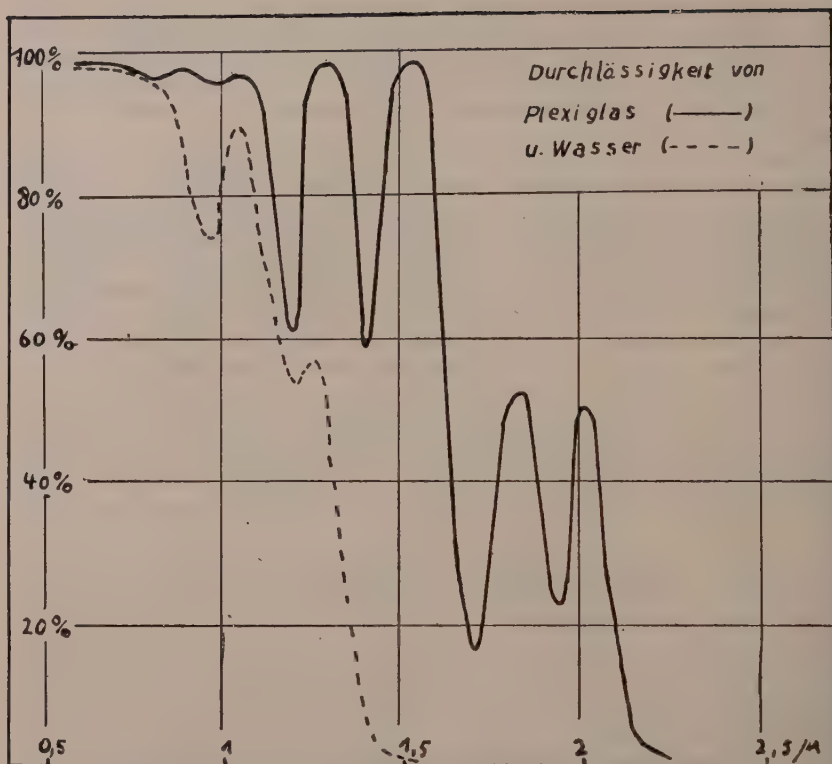


Abb. 1 — Die spektrale Verteilung der Durchlässigkeit einer 1 cm dicken Schicht für Wasser (---) u. Plexiglas (—).

Die zu starke Abkühlung des Behälters während der Zeit der überwiegenden Ausstrahlung wird durch elektrische Heizung ausgeglichen. Etwa 3 cm unterhalb der Wasseroberfläche sind in Abständen von 1 cm Heizdrähte ausgespannt, die mit etwa 1 Amp. Wechselstrom gespeist werden. Diese Anordnung bietet die Gewähr dafür, daß die Oberfläche gleichmäßig und ohne grosse Verzögerung geheizt wird. Die Leistung reicht aus, eine 3 cm dicke Wasserschicht in 15 Minuten um 1 Grad zu erwärmen. Der Draht hat einen Durchmesser von 0,1 Millimeter und bedeckt 1% des Behälterquerschnitts; bei senkrechtem Strahlungseinfall wird also 1% der einfallenden Sonnenstrahlen vom Heizdraht aufgefangen.

Gesteuert wird die Heizung durch die Differenz der Oberflächentemperaturen See—Behälter. Die Anordnung läßt sich so einstellen, daß die Temperaturdifferenz 0,1 Grad nicht überschreitet.

Abbildung 2 zeigt als Beispiel den Gang der Oberflächentemperaturen in 1,5 cm Tiefe im Plexiglasbehälter, im Metallbehälter und im freien See vom 21.4.-23.4. und vom 26.8.-28.8.1959. An den genannten Tagen herrschte wie nahezu im ganzen Sommer 1959 ausgesprochenes Strahlungswetter. Die elektrische Heizung war zu dieser Zeit nicht eingeschaltet. Die Temperatur des Metallbehälters liegt an fast allen Tagen höher als die des Sees. Temperaturabweichungen in einem Ausmaß, wie sie von Friedrich angegeben werden, d.h. bis zu 5,7° wurden in der Beobachtungszeit jedoch

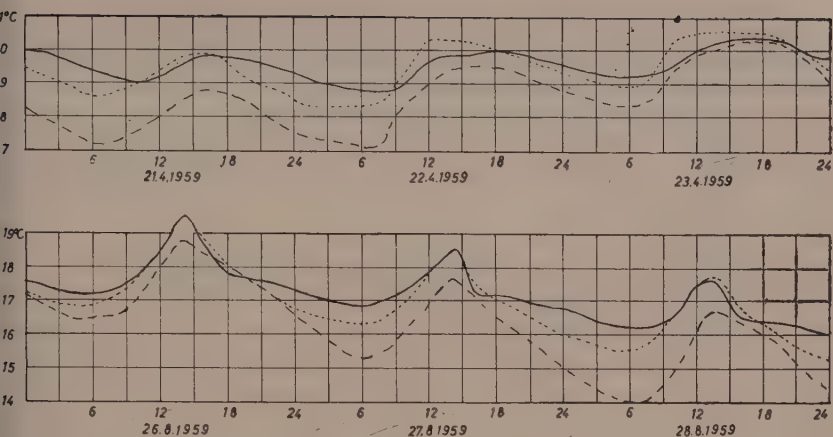


Abb. 2 — Wassertemperatur. (Tiefe = 1,5 cm)
 — — — Plexiglasbehälter
 - - - - - Metallbehälter
 freier See

nicht festgestellt. Die beobachteten Differenzen betragen nur selten mehr als 1° . Der Grund hierfür dürfte darin zu suchen sein, daß wegen der fehlenden Algen das Wasser im Behälter weniger absorbiert als in den üblichen Metallbehältern mit einem starken Algenleben.

Im Plexiglasbehälter liegt die Temperatur dagegen fast ausnahmslos unter der des freien Sees. Nur an wenigen Tagen — z.B. am 26.8. — liegt sie für kurze Zeit höher als die Seetemperatur, aber auch dann nur um wenige $1/10$ Grade. Der hierdurch bedingte Fehler wurde durch gleichzeitige Verdunstungsmessungen bei verschiedenen Wassertemperaturen untersucht. Es zeigte sich, daß der Fehler etwa 1 Prozent in der Tagessumme der Verdunstung ausmacht.

Die Untersuchungen bei verschiedenen Wassertemperaturen ergeben eine Beziehung, nach der die älteren mit einem Metallbehälter gemessenen Verdunstungswerte noch nachträglich korrigiert werden könnten. Voraussetzung dafür ist jedoch, daß sowohl die Wassertemperaturen als auch die Lufttemperatur und die Luftfeuchtigkeit der alten Messungen bekannt sind. Da aber bei den früheren Verdunstungsmessungen diese Größen im günstigsten Falle nur $3 \times$ täglich abgelesen wurden, läßt sich eine Korrektur der Verdunstung nach diesen Werten nicht durchführen.

Um die früheren, mit Metallbehältern gewonnenen Messwerte doch noch für Verdunstungsfragen verwerten zu können, müßten aus Vergleichsmessungen mit dem üblichen Metallbehälter (ohne Zusatz von Chemikalien) und einem «temperaturgesteuerten» Plexiglasbehälter ein monatlicher oder jährlicher Korrekturfaktor bestimmt werden. Diese Vergleichsmessungen, die sich mindestens über 1 Jahr erstrecken sollten, sind für 1960 geplant.

Zum Schluß sei noch auf einen weiteren meßtechnischen Vorzug der Apparatur hingewiesen: Im Gegensatz zu der sonst üblichen Methode, die verdunstete Wassermenge $1 \times$ täglich zu bestimmen, wird in dem beschriebenen Verdunstungsbehälter der Wasserstand laufend registriert. Damit ergibt sich die Möglichkeit, den täglichen Gang der Verdunstung in Abhängigkeit von den meteorologischen Faktoren zu verfolgen.

Um eine Beeinflussung der verdunstenden Wasseroberfläche durch die Messeinrichtung zu vermeiden, wird der Wasserstand nicht in dem Verdunstungsbehälter selbst sondern in einem seitlich angebrachten Rohr gemessen, das mit dem eigentlichen Verdunstungsbehälter in Verbindung steht.

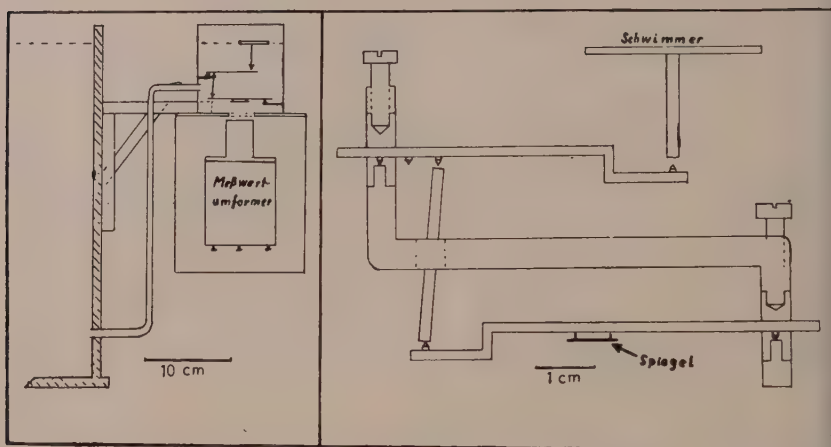


Abb. 3 — Die Messeinrichtung zur Registrierung des Wasserstandes bestehend aus Schwimmer, Waagebalken und photoel. Meßwertumformer.

Abbildung 3 zeigt die Meßeinrichtung, bestehend aus einem Schwimmer, einem Waagebalken mit Spiegel und einem photoelektrischen Meßwertumformer. Die Stellung des Spiegels wird von dem Meßwertumformer in eine elektrische Spannung umgewandelt, die als Maß für den Wasserstand registriert wird.

Abbildung 4 zeigt als Beispiel den Tagesgang der Verdunstung am 26. und 27.8.1959. Zum Vergleich ist die Verdunstung von einem Tonkugel-Evaporimeter mit eingezeichnet.

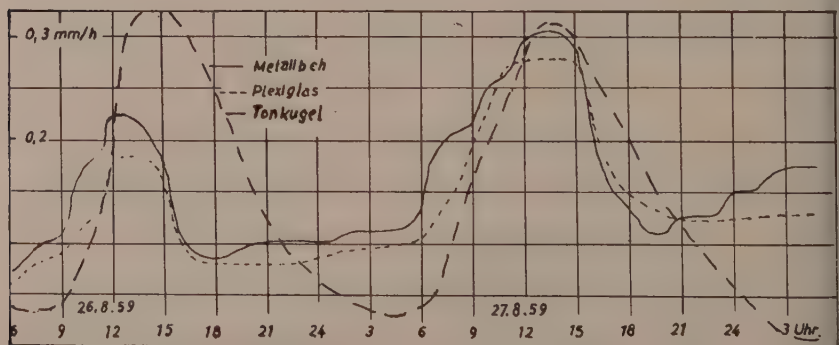


Abb. 4 — Der Tagesgang der Verdunstung von eintauchenden Behältern und von einem Tonkugel-Evaporimeter (v.d. Borne).

Die vorstehend beschriebene Apparatur wurde im letzten Jahr während dreier Monate (August-Oktober) auf dem Steiner See bei Münster eingesetzt und hat ohne wesentliche Störungen zufriedenstellend gearbeitet. Die Untersuchungen sind als ein Beitrag zur genauen Erfassung der Verdunstung von freien Wasserflächen zu betrachten. Erst die genaue zahlenmäßige Erfassung der Verdunstung und ihrer Beziehung zu den meteorologischen Elementen wird einen Vergleich und eine Kontrolle der übrigen zu Beginn genannten Methoden zur Bestimmung der Verdunstung ermöglichen.

A METHOD FOR COMPUTING LAKE EVAPORATION

Dr L. WARTENA D. Sc.

Nederlandsche Heidemaatschappij Arnhem, Nederland

SUMMARY

It is sometimes necessary to calculate the evaporation on a lake before the lake actually exists (artificial lakes). This means that the surface temperature must be calculated. The calculations embodied in this report are in the nature of a first attempt. The greatest difficulty was to determine a good value for the coefficient of turbulent heat exchange λ_{tu} . It was not possible to use expressions in order to calculate λ_{tu} .

With an empirical value, the temperature and the evaporation of the Sea of Galilee (Israel), were determined, and give a good agreement with the measurements and calculations of *Neumann*. For Central Iraq the same was done for lakes with depths of 1 meter or less, 10 m and 50 m. The influence of the depth on the mean daily surface temperature and therefore on the evaporation is great.

The differences between the results for Israel and Iraq with climates often called «comparable» are impressive.

List of symbols		Dimension
B	Bowen's Ratio	
E	stability	
E_0	evaporation of a water surface of great area and small depth	mm day ⁻¹
H	energy flux density	joules m ⁻² t ⁻¹
$h_o Q_{sh}$	total global radiation (short wave) on a horizontal surface	joules m ⁻² day ⁻¹
Ri	Richardson's number	
a	absorption coefficient	
k_0	Von Karman's constant	
p	pressure	mb
u	wind velocity	m sec ⁻¹
u^*	friction velocity	m sec ⁻¹
z	depth	m
z_0	roughness parameter	m
δ	depth laminar layer	m
ϑ	temperature	°C
χ	extinction coefficient	m ⁻¹
λ	wavelength	μ
λ_{tu}	turbulent heat exchange coefficient	kg m ⁻¹ sec ⁻¹
ν	kinematic viscosity of air	m ² sec ⁻¹
ρ	density of water	kg m ⁻³
ω	radial frequency	
θ	temperature	°K

Additions to symbols

A system of placing indices is used (13)

ab absorbed
 cn clinolimnion

<i>ev</i>	evaporation
<i>hn</i>	hypolimnion
<i>ho</i>	horizontal
<i>ht</i>	homotherm
<i>lo</i>	long wave ($\lambda > 3\mu$)
<i>ne</i>	net
<i>mo</i>	month
<i>se</i>	sensible
<i>sh</i>	shortwave ($\lambda < 3\mu$)
<i>st</i>	storage
<i>tu</i>	turbulent

1. INTRODUCTION

The problem of the yearly or monthly evaporation of a lake is a problem which concerns every person who makes projects for artificial lakes for e.g. power stations, irrigation, flood regulation.

A widely used method is to make a water balance of the already existing lake or of a lake of comparable size and depth in a comparable climate.

From the Lake Hefner Study⁽¹⁰⁾ it can be concluded that the making of a reliable water balance presents many difficulties. When the lake exists this is a definite possibility but demands much work and is expensive. Moreover when the hydrology of the groundwater of the bottom of the lake and in a vast surrounding area is not well known, great errors can be made.

Making use of comparable results is very dangerous, because the exact meaning of comparable is unstable.

In the last section of this report a good example of this danger is given. It is only justified to use a comparable lake when the influence of each element on the evaporation is understood, and therefore it is necessary to be able to calculate this. Another method is to use an evaporation pan for measurements on the place of the existing or future lake and find the lake evaporation by multiplying these measurements with a pan-to-lake factor. The used factor must be found by calibration at a comparable lake, where allowance must be made for the same circumstances as are dealt with in the above mentioned pan.

Moreover, the pan evaporation is sensible for factors connected to micro-climate in which the pan is placed, most of them not belonging to the routine meteorological observations^(12 and 14).

It was necessary, therefore, to develop a method for calculation of the evaporation.

Advances were made in the Lake Hefner⁽¹⁰⁾ and Lake Mead⁽¹¹⁾ studies and by NEUMANN in his study of the Sea of Galilee (Lake Tiberias)^(6 and 7), in which studies the energy balance was considered.

In all these cases the surface temperature of the water was measured. The surface temperature must be known in order to be able to calculate the temperature radiation of the water and the exchange of sensible heat.

When the wind velocity is known the evaporation can be calculated in another way viz. by using Dalton's formula. When there is no lake at all the surface temperature is naturally unknown and both methods must be used simultaneously. The problem was attacked for the group of so-called monomictic lakes the category to which most lakes in arid zones belong. Ample description of different lakes is given by HUTCHINSON⁽³⁾. At the end of winter the temperature in a monomictic lake is the same at all depths.

The surface layers are heated by the sun (and sometimes warm air) in spring.

When the lake is not very shallow (e.g. 10 m or more) there is a marked difference between the heating of the surface layers and the deep water. The turbulence is now suppressed because the greater heating in the top layers causes a stable stratification. The greater the heating, the more stable the stratification, and therefore the smaller the turbulence, and in connection with the latter the turbulent heat exchange.

On the other hand the surface cools due to temperature radiation and evaporation, and unstable conditions causes high turbulence.

This results in a warm top layer with a small temperature change with the depth (the epilimnion), a layer with great temperature gradients, and accordingly a very stable stratification (the clinolimnion), and a cool deep layer with decreasing temperature gradients with the depth (hypolimnion).

In autumn unstable conditions due to the cooling on the surface cause a nearly homothermal layer of growing depth. When the temperature differences between epi- and hypolimnion are small (e.g. 2°C), the stratification is, when high wind velocities occur not stable enough to protect full circulation. The lake then becomes homothermal over the total depth (when the depth is not too great). The yearly period of full circulation has a duration of one to two months in general. In this period slow cooling over the whole depths continues until the heating starts again.

2. THE FORMULAE FOR HEAT EXCHANGE

The energy balance for the surface can be written as:

$$abH_{sh} + H_{lo}^{ne} + H_{se} + H_{ev} + H_{st} = 0 \quad (1)$$

The heat-flow at a depth z at time t must satisfy the equation

$$-\rho c \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(-\lambda_{tu} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial^2 H_{sh}}{\partial z} \quad (2)$$

(see list of symbols).

Taken $t = 0$ for the moment that the heating starts in the spring we have the initial condition for $T(z, t)$: $T(z, 0) = T(0, 0)$ thus the lake is homothermal.

The boundary conditions $\theta_{(z, t)} \geq \theta_{(z, 0)}$, $0 < t < 2\pi/\omega$ and $\frac{\partial \theta}{\partial z} \leq 0$ for reasons of stability.

When the weather conditions after a year repeat exactly yields $\theta_{(z, 0)} = \theta_{(z, 2\pi/\omega)}$.

One of the most difficult problems is the question of which function must be taken for λ_{tu} (vide (13)).

On the surface some other processes are active.

The extinction of radiation with wavelengths $\lambda > 1\mu$ is very great. The temperature radiation from the air and the temperature radiation of the water itself are processes which take place very near the surface.

The absorption of H_{lo}^{ne} , H_{se} , H_{ev} and partly abH_{sh} (vide sec. 5) are «surface» processes.

In all the inspected cases the sum of these processes caused a cooling of the surface and accordingly an instability of several meters of upper layers.

It can be shown by inspection of formula 1 that in most cases this must be the case.

3. THE COEFFICIENT OF TURBULENT HEAT CONDUCTIVITY

It is a fact that λ_{tu} depends on $\partial\theta/\partial z$.

MUNK and ANDERSON studied this problem theoretically⁽⁵⁾ and found

$$^2\lambda_{tu} = {}^0\lambda_{tu} (1 + 3.33 Ri)^{-3/2} \quad (3)$$

in which

$$Ri = gE/(\partial v/\partial z)^2 \quad (4)$$

and

$$E = 1/\rho \partial\rho/\partial z = 1/\rho \partial\rho/\partial\theta \partial\theta/\partial z \quad (5)$$

In accordance to SVERDRUP⁽⁹⁾

$${}^0\lambda_{tu} = 1.02 u_{10}^3 \quad \text{for } u_{10} < 6 \text{ m sec}^{-1}$$

or

$${}^0\lambda_{tu} = 4.3 u_{10}^2 \quad \text{for } u_{10} > 6 \text{ m sec}^{-1}.$$

The calculation of $\partial v/\partial z$ presented much difficulties. An attempt to calculate $\partial v/\partial z$ and with this $^2\lambda_{tu}$ gave too large values. The same was the case with the calculations of the depth of the thermocline (the layer with the maximum values of $\partial T/\partial z$ in the clinolimnion).

Calculation of $\partial v/\partial z$ with an expression in which it only depends of the bottom distance gave also too high values.

Because a general formulation did not succeed, the author compared the empirical values of λ_{tu} .

λ_{tu} is strongly dependent on the size of the lakes. Only lakes with an area of 10^9 to $3 \times 10^9 \text{ m}^2$ were taken into account. In literature a lot of empirical values have been given already, often separately for epi-, clino- and hypolimnion.

The values in the epilimnion are great but not very interesting for our work because of the most unstable conditions.

The epilimnion was dealt with as a homothermal layer.

The most empirical values are given for the clinolimnion. HUTCHINSON⁽³⁾ gives an enumeration of found values which, for the above mentioned area of the lakes, mostly vary between 2×10^{-7} and $4 \times 10^{-7} \text{ kg m}^{-1} \text{ sec}^{-1}$ at corresponding lake depths of approximately 50 m.

KATUJARA found in Japan a value of $2 \times 10^{-7} \text{ kg m}^{-1} \text{ sec}^{-1}$. The author calculated with measurements of OREN⁽⁸⁾ the value for the clinolimnion for the Sea of Galilee and found that ${}^{cn}\lambda_{tu} = 5 \times 10^{-7} \text{ kg m}^{-1} \text{ sec}^{-1}$.

This value was higher than expected. In view of the area of the lake a value of 1×10^{-7} seemed to be more probable. There are two factors which can cause a diminishing of the stability.

In all other cases the turbulency is a result of the stability and wind stress. The Sea of Galilee, however, has the river Jordan flowing through it.

On the other hand a number of (partly warm) wells exists at the bottom of the lake. The annual quantities of water of both the river Jordan and the wells are small in comparison with the volume of the lake, and in consequence the energy balance is not noticeable disturbed by it.

It is not surprising that the eddy viscosity coefficient due to these effects is 5 times as high as the expected value, but has still the same order of magnitude.

For the calculation of a future artificial lake in Iraq with an area of appr. $1.5 \times 10^9 \text{ m}^2$ the value $^{cn}\lambda_{lu} = 2.5 \times 10^{-7} \text{ kg m}^{-1} \text{ sec}^{-1}$ was used.

The values for λ found in the hypolimnion are mostly about 10 times those found in the clinolimnion.

If the same value (λ), which is found in the clinolimnion is used for the hypolimnion, then there is not too great an error when considering the energy balance, and in particular the surface temperature, due to the small temperature gradient in the hypolimnion. For reasons of simplicity in the numerical solution of formula 2 the value for λ of the clinolimnion is used for the total depth during the whole year.

This schematic representation cannot avoid introducing errors, but as a first attempt it seemed to be justified. Especially during the spring great differences can be found. When the first heating of the top layer has occurred the stability is still small and for days with strong wind it is not enough to protect against turbulence to greater depth. The turbulent heat-flow in the first months is accordingly greater than calculated.

4. THE WIND FUNCTION

For the wind function $f(u)$ mentioned in section 2 the formula of SVERDRUP is used:

$$f(u) = \frac{0.623 \rho k_0 u^*}{p \left\{ \ln \left(\frac{z + z_0}{\delta_l z_0} \right) + \frac{k_0 \delta_l u^*}{\lambda_{lu}^{al}} \right\}} \quad (6)$$

in which

$$\delta_l = \frac{27.5 \nu}{u^*}$$

$$u = \frac{u_x}{k_0} \ln \left(\frac{z + z_0}{z_0} \right)$$

and

$$\lambda_{lu}^{al} = 25 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$$

For z_0 is used the value $z_0 = 0.006 \text{ m}$ in accordance with MOSSBY (4).

Differences between the surface temperatures of the area round the lake and the lake itself, in connection with the stability of the air, cause, inevitably, differences between the wind velocity measured over the land and the wind velocity over the water. In Lake Hefner both were measured, and it seemed no great errors were made using the wind velocities of the land observation stations. In other climates, however, the differences can probably not be neglected (8 and 15). Nevertheless, for the calculations in section 8 the observed desert wind is used.

The importance of the wind function can be demonstrated by the following example:

The potential evaporation was calculated for Iraq using (6) and using the empirical formula of PENMAN for short vegetation (e.g. lawn):

$$f(u) = 0.35 \times 58.5 (0.5 + 0.54 u_2) \quad (7)$$

The results are shown in:

TABEL I

	Potential evaporation for Central Iraq
calculated with 6	2820 mm year ⁻¹
calculated with 7	2160 mm year ⁻¹

5. ABSORPTION OF SHORT WAVE RADIATION ($\lambda < 3\mu$)

In general

$$^z H \lambda = {}^0 H \lambda \exp(-\chi_{\lambda} z) \quad (8)$$

No measurements were available for the Sea of Galilee of the extinction coefficient for the different wavelengths of the sun's radiation.

At Wageningen (¹⁶) it was found that a Kipp solarimeter with a distance between the two domes of 0.1 m filled with water, gave a 30% reduction of the total global radiation. Because the unstable top layer of the water has always a depth of more than 1 m, 30% of the total absorbed short wave radiation is dealt with as the temperature radiation of the atmosphere.

It can be expressed that for $\lambda > 0.8\mu$ the radiation is absorbed near the surface, and that for $\lambda < 0.8\mu$ an extinction coefficient is used. The mean value $\chi_{\lambda < 0.8\mu} = 0.4\text{m}^{-1}$ is used.

The absorbed part of the short wave radiation can be found by multiplying by an absorption factor, which is calculated by the author by correction of the values of BUDYKO (¹). Correction is made for the percentage of diffuse light in Israel and Iraq which is greater than the mean percentage for this latitude (¹² and ¹⁴).

In table II the values are given.

TABLE II

Absorption coefficient for short wave radiation per month

	$mo a_{sh}$		$mo a_{sh}$
January	0.88	July	0.94
February	0.90	August	0.94
March	0.91	September	0.93
April	0.91	October	0.91
May	0.92	November	0.89
June	0.94	December	0.88

The mean daily energy flux density H_{sh} at depth z can now be calculated with the following formula:

$$^z H_{sh} = 0.70 \text{ } mo a_{sh} \text{ } {}^0 Q_{sh} e^{-0.4z} \quad (9)$$

6. THE CALCULATIONS

Formula 2 was written as a difference equation. The difference in time t was 1 week, the difference in depth 0.5 m. Starting with a homothermal lake of chosen initial temperature and the radiation of the first week, the temperature after 1 week can be calculated.

The depth of the unstable top layer must be found by trial and error. Because the method is inaccurate, and in order to prevent serious deviations, it was necessary to adjust the results graphically.

If after one year the water is not yet the same as it was at $t = 0$, the chosen temperature was wrong and a new year must be calculated. By repeating this, the real date for $t = 0$ and the temperature at which heating starts can be found.

Now at the time when the heating starts, there is no storage and formula (1) is reduced to

$$H_{sh} + H_{lo} + H_{se} + H_{ev} = 0 \quad (1a)$$

The temperature θ for which at time t equation 1a holds good, can be found by trial and error. Curves can be drawn (figs. 1 and 2). When, as for the Sea of Galilee, the surface temperature is known, the curve for the initial temperature must cross the curve of the surface temperature at this minimum value. This is indeed the case

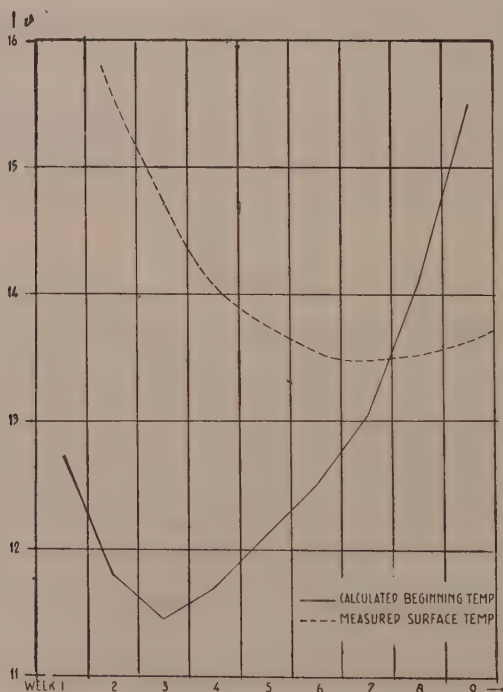


Fig. 1 — Connection between the calculated beginning temperature and the observed surface temperature.

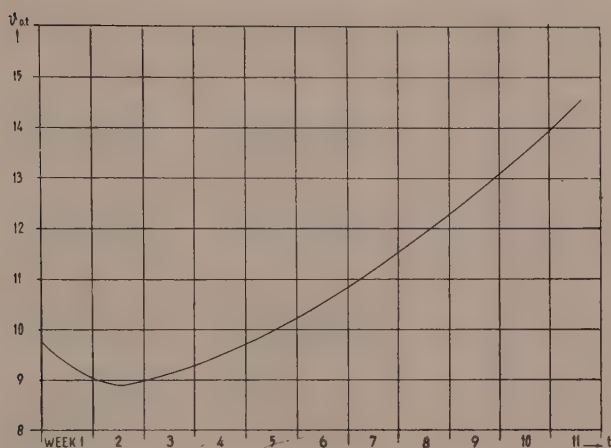


Fig. 2 — Beginning temperature of a lake in Iraq.

7. RESULTS FOR THE SEA OF GALILEE

A difficulty was that no reliable wind observations were available. Only mean wind velocities in Beaufort-Scale at Degania on the Southern shore were at our disposal. Now, from NEUMANN's work, the evaporation of the lake was known.

With the Degania wind, the known surface temperature and the meteorological values, the evaporation was calculated. This resulted in values which were too low. Another argument was that the point of contact between the two curves from fig. 1 was not at the time of the minimum value but much later. Therefore, the wind was calculated with formula 6 from the evaporation given by NEUMANN.

The objection can be made that the calculation is now not independent of NEUMANN's calculations, but there was no other choice. On the other hand it is improbable that, if the method holds good not only due to this dependency, good results would be obtained. In fig. 3 the results are shown. The actual higher turbulence in the initial period (see section 3) causes too high surface temperature and too low deep-water temperatures. More differentiation in λ_{tu} will improve these results. It was not possible to do this with the data from OREN's publication⁽⁸⁾. This data was not detailed enough, and it was unknown whether the values he gave were mean values from more measurements or not. For λ_{tu} calculations it is necessary to know at which points the measurements are made, and it is better to use the values of these points separately.

In table III the results are given using the same system of formulae as in formula 1. This gives the evaporation shown in fig. 4.

8. RESULTS FOR AN ARTIFICIAL LAKE IN THE DESERT IN CENTRAL IRAQ

With measurements from Baghdad Airport the same calculations were made for three lakes in Central Iraq, one with a depth of 50 m, another with a depth of 10 m, and one with a depth of 1 m or less.

The results are given in table IV and figs. 5 and 6.

The evaporation is given in fig. 7.

TABLE III

The energy balance of the Sea of Galilee in joules m⁻²

After calculation by author	March 1949	April 1949	May 1949	June 1949	July 1949	Aug. 1949	Sept. 1949	Oct. 1949	Nov. 1949	Dec. 1949	Jan. 1950	Febr. 1950	Total
H_{se}	- 950	- 1933	- 2934	- 2465	3273	3624	- 419	- 1201	- 393	- 6198	- 7755	- 4892	- 22243
H_{ev}	- 8056	- 7119	- 32630	- 57774	- 64604	- 57268	- 45738	- 38707	- 32032	- 22716	- 26006	- 26813	- 419463
H_{lo}^{ne}	- 17887	- 24093	- 22185	- 21410	- 17213	- 16568	- 18238	- 22030	- 21084	- 20205	- 20155	- 18636	- 239074
abH_{sh}	45131	57385	75125	91718	87521	76795	66475	56272	37795	25424	28090	35669	683400
H_{st}	- 18238	- 24240	- 17376	- 10069	- 8977	- 6583	- 2080	5666	15714	23695	25826	14672	1990
$B = H_{se}/H_{ev}$	0,118	0,272	0,090	0,043	- 0,051	- 0,063	0,009	0,031	0,012	0,273	0,298	0,182	0,053
After Neumann													
H_{se}	- 213	- 996	0	- 1456	4453	3407	498	402	- 783	- 6570	- 10429	- 3398	- 15085
H_{ev}	- 7152	- 3432	- 19301	- 48546	- 63612	- 56749	- 49760	- 40009	- 39130	- 25277	- 29797	- 30885	- 413650
H_{lo}^{ne}	- 17159	- 23017	- 20925	- 22180	- 20088	- 20088	- 20925	- 23018	- 19669	- 22599	- 25110	- 18833	- 253611
abH_{sh}	42854	58004	73572	90814	87759	76334	66165	55033	37330	25235	27495	39674	680270
H_{st}	- 18330	- 30559	- 33346	- 18632	- 8512	- 2904	4022	7592	22252	29211	37841	13442	2076
$B = H_{se}/H_{ev}$	0,03	0,29	0,00	0,03	- 0,07	- 0,06	- 0,01	0,01	0,02	0,26	0,35	0,11	0,04

TABLE IV

The energy balance of lakes in Iraq in joules m⁻²

	March 1958	April 1958	May 1958	June 1958	July 1958	Aug. 1958	Sept. 1958	Oct. 1958	Nov. 1958	Dec. 1958	Jan. 1959	Febr. 1959	Total
shallow lake (10 m)													
H_{se}	3009	6688	15828	27035	36393	29203	15581	6211	1490	5654	5620	737	126447
H_{ev}	-27202	-37330	-64826	-88178	-102533	-89258	-67157	-46370	-26658	-19460	-17732	-20581	-607285
H_{ne}^{to}	-18824	-17669	-16995	-14087	-13300	-14108	-17313	-20498	-21775	-24365	-22766	-19259	-220959
abH_{sh}	58125	66403	78197	78921	80444	74003	60858	51187	37569	32840	35204	41289	695040
H_{st}	-15108	-18092	-12204	-3691	-1004	160	8031	9470	12354	16639	10914	712	6757
$B = H_{se}/H_{ev}$	-0,111	-0,179	-0,244	-0,307	-0,351	-0,327	-0,232	-0,134	-0,056	-0,296	-0,289	-0,036	-0,208
deep lake (50 m)													
H_{se}	1318	6579	17280	27525	37556	30396	16313	6491	-1641	-6947	-11366	-5591	117913
H_{ev}	-29797	-38594	-64943	-86508	-99168	-87814	-64206	-45788	-26960	-21155	-26257	-24390	-615580
H_{ne}^{to}	-20272	-17744	-16455	-14258	-12961	-13396	-16824	-20674	-22448	-25830	-26751	-22088	-229701
abH_{sh}	58125	66403	78197	78921	80444	74003	60858	51187	37569	32840	35204	41289	695040
H_{st}	-9374	-16644	-14079	-5680	-5871	-3189	3859	8784	13480	21092	29170	10780	32328
$B = H_{se}/H_{ev}$	-0,044	-0,170	-0,266	-0,318	-0,379	-0,346	-0,254	-0,142	-0,061	-0,329	-0,433	-0,229	-0,192

TABLE IV (Continued)

	March 1958	April 1958	May 1958	June 1958	July 1958	Aug. 1958	Sept. 1958	Oct. 1958	Nov. 1958	Dec. 1958	Jan. 1959	Febr. 1959	Total
lake of 1 m depth													
or less													
H_{se}	10420	21302	40762	57627	75581	61687	43315	23436	10588	10713	6035	11132	372598
H_{ev}	-33145	-52773	-83198	-102951	-122621	-103579	-73698	-46286	-20716	-12429	-13944	-24943	-690283
H_{re}	-18665	-19753	-27370	-33773	-36074	-35531	-32643	-26868	-20004	-18916	-19335	-17828	-306760
H_{sh}	41390	51224	69806	79097	83114	77423	63026	49718	30132	20632	27244	31639	624445
$B = H_{se}/H_{ev}$	-0,314	-0,404	-0,490	-0,560	-0,616	-0,596	-0,587	-0,506	-0,511	-0,862	-0,434	-0,446	- 0,540

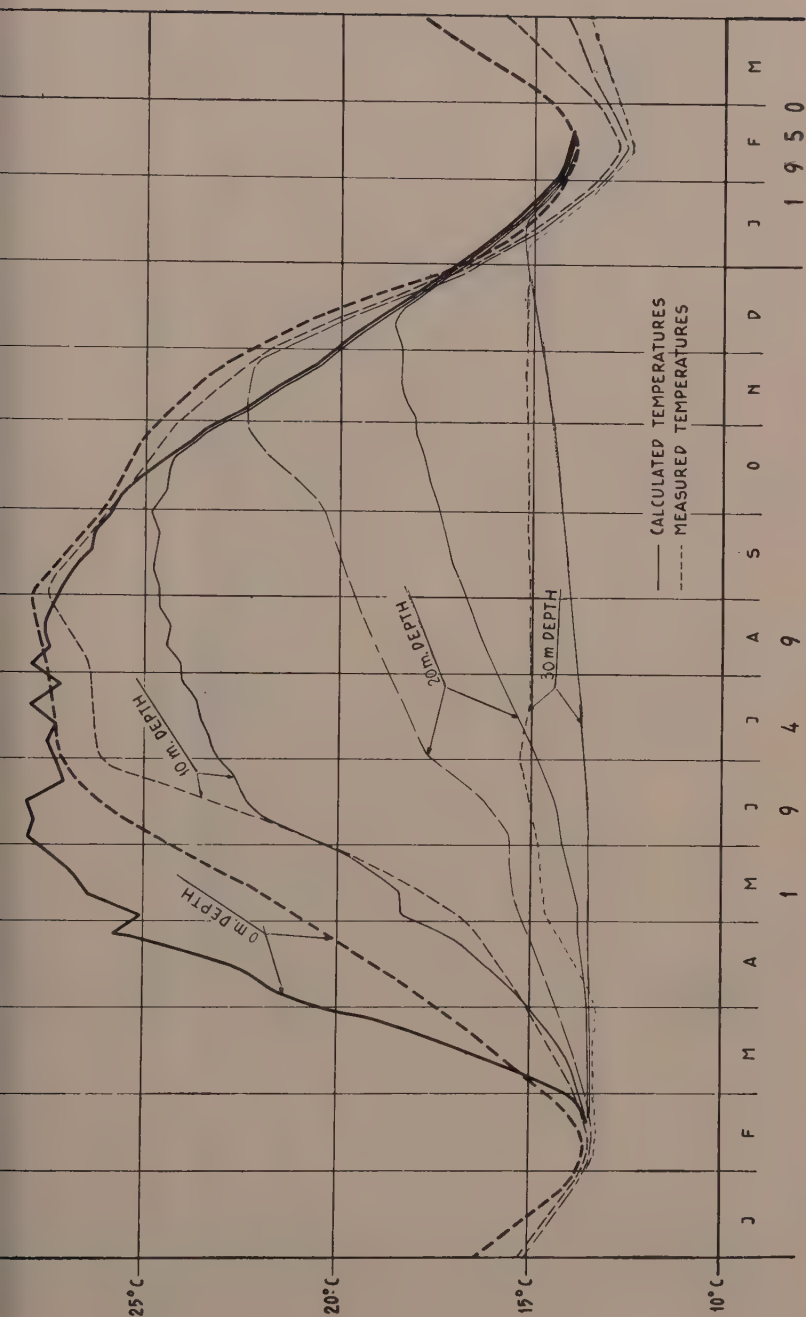


Fig. 3 — Comparison of the observed and the calculated course of temperature in the Sea of Galilee.

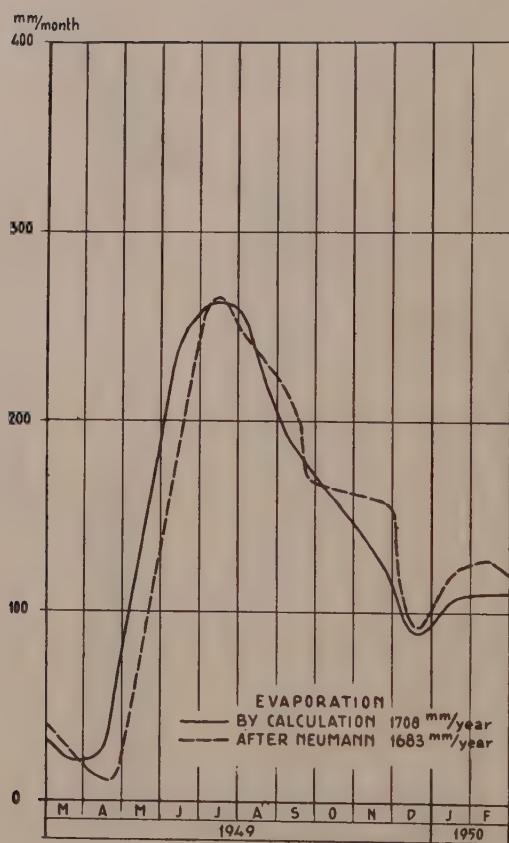


Fig. 4 — Evaporation of the Sea of Galilee according to the calculation and to Neumann.

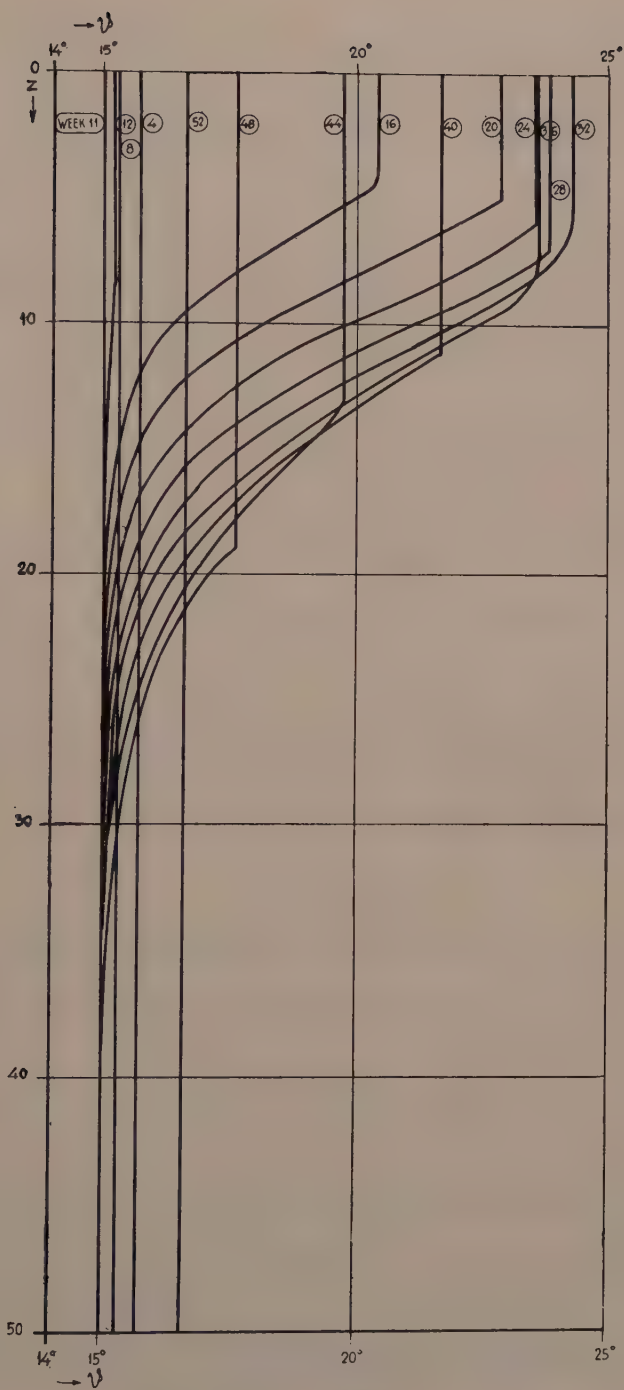


Fig. 5 — Calculated course of temperature of a deep lake in Iraq.

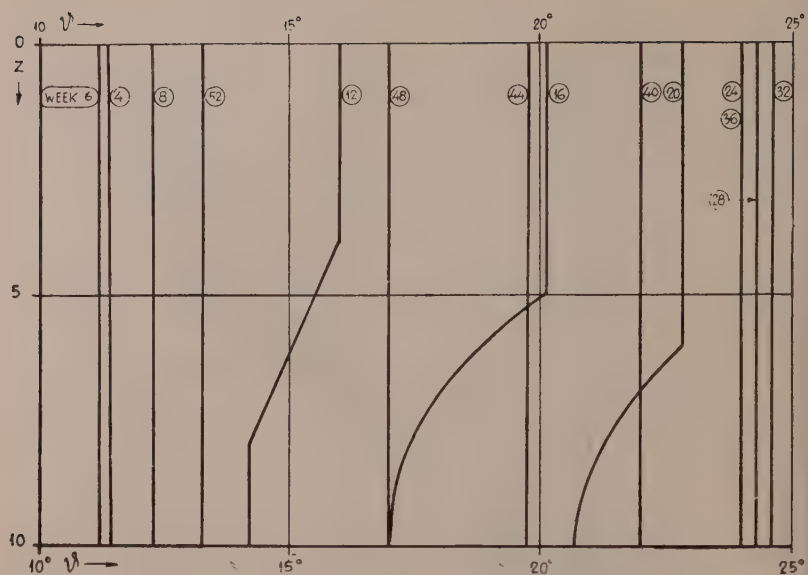


Fig. 6 — Calculated course of temperature of a shallow lake in Iraq.

The differences are notable. Interesting is the higher winter evaporation of a deep lake.

Comparison of the results of the lake with a depth of 50 m and those of the Sea of Galilee shows clearly that it is very dangerous to compare lake evaporation for «comparable» climates. One may say that often, even more divergent climates are called «comparable».

Noticeable are the differences in the Bowen's ratio.

REFERENCES

- (1) BUDYKO, N.J. : The Heat Balance of the Earth's Surface. Translated by Nina A. Stepanova. A.S. Dept. of Commerce, Weather Bureau, Washington, D.C. (1958).
- (2) Effects of weather upon the thermal structure of the Ocean. H.O. Misc. 15360, U.S. Navy, Hydrographic Office, Washington D.C. (1952).
- (3) HUTCHINSON, G. EVELYN : A Treatise on Limnology. Vol. I. John Wiley & Sons, New York (1957).
- (4) MOSBY, H. : Verdunstung und Strahlung auf dem Meere. *Annalen der Hydrographie und Meteorologie*, 64, 281 (1936).
- (5) MUNK, W.H. and ANDERSON : Notes on a theory of the thermocline. *Journal of Marine Research*, Vol. VII. New Haven, 276 (1948).
- (6) NEUMANN, J. : Energy Balance of and evaporation from sweet water lakes of the Jordan. *Rift. Bibl. of the Res. Council of Israel*, Vol. II no. 4, 337 (1953).
- (7) NEUMANN J. : On the Annual Variation of Evaporation from Lakes in the Middle Latitudes. *Archiv. für Met. Geoph. und Biokl. Serie B*, Band 5, 3-4, Wien, 197 (1954).
- (8) OREN, O.H. : Lake Tiberias, Sea Fisheries Research Station of Israel. Haifa (1958).
- (9) SVERDRUP, H.U.; JOHNSON, M.W.; FLEMING, R.H. : The oceans, their physics, chemistry and general biology. New York, Prentice Hall, Inc. Ch. 13 (1946).
- (10) Water loss investigations. Lake Hefner Studies. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 269. U.S. Govern. Print. Off. Washington (1954).
- (11) Water loss investigations. Lake Mead Studies. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 298. U.S. Govern. Print. Off. Washington (1958).

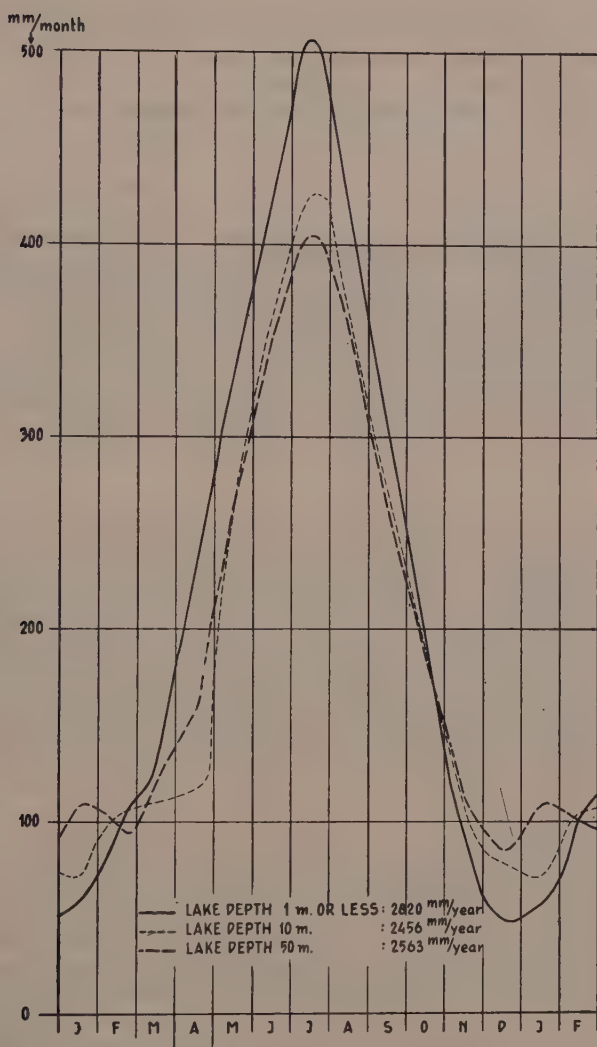


Fig. 7 — Evaporation of lakes of different depths in Iraq.

- (12) WARTENA, L. : Het klimaat en de verdamping van een meer in Centraal Irak. *Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen* 59 (9), 1-90 (1959).
- (13) WARTENA, L. : A systematic method for placing indices to symbols. *Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen* 60 (16), 1960.
- (14) WARTENA, L. and BORGHORST, A.J.W. : The energy balance of an evaporation pan and the measurement of the reflectivity of its bottom. (*Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*) (April 1961).
- (15) Van WIJK, W.R. and De WILDE, J. : Microclimate. Report for Unesco's general symposium on arid zones problems. Paris, May 1960.
- (16) ZUIDHOF, G. en De VRIES, D.A. : Stralingsmetingen te Wageningen 1930-1940. *Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen* 44 (4), (1940).

EVAPORATION MEASUREMENTS BY PAN AND ATMOMETER

E. I. MUKAMMAL (*) and J.P. BRUCE (*)

SUMMARY

Observational data taken at Ottawa, Ontario and Swift Current, Saskatchewan during the I.G.Y. period are used to compare the performance of the U.S. Weather Bureau class «A» evaporation pan with the black Bellani plate atmometer. It is found that the class «A» pan data, when suitably corrected for sensible heat transfer across the pan walls, appears to respond to net radiation better than does the Bellani, but that the atmometer is more responsive to wind and vapour pressure deficit. A number of studies are cited which indicate that net radiation is the dominant factor in natural evaporation from extensive wet surfaces. Examination of the terms in the heat budget of the atmometer suggests that energy for water losses from this instrument must come in large part from sources other than insolation, and has been, on dry windy days, as much as four times the energy available from net radiation.

RÉSUMÉ

Les observations prises à Ottawa, Ontario et à Swift Current, Saskatchewan, pendant la période de l'A.G.I. sont utilisées afin de comparer le fonctionnement de la cuve d'évaporation, U.S. Weather Bureau class «A», avec l'atmomètre Bellani à plaque noire. Lorsque convenablement corrigées pour le transfert de la chaleur thermique à travers les murs de la cuve, les données de la cuve classe «A» semblent mieux réagir au rayonnement net que le Bellani mais par contre l'atmomètre est plus sensible au vent et au déficit de la pression de la vapeur. On cite plusieurs études qui indiquent que le rayonnement net constitue le facteur principal dans l'évaporation naturelle de grandes surfaces mouillées. Un examen des termes du bilan thermique de l'atmomètre suggère que l'insolation n'est pas suffisante pour expliquer toute l'eau perdue par l'instrument. En effet, par jours secs et venteux, l'énergie nécessaire a été jusqu'à quatre fois celle disponible par le rayonnement net.

1. INTRODUCTION

Since 1953, the Canada Department of Agriculture has maintained a network of evaporation stations which use the black Bellani plate atmometer. This instrument, as described by Robertson (1953, 1957), consists of a «thin porous black ceramic disc, 7.5 cm. in diameter, fused to the large end of a glazed ceramic funnel. Water is conducted through the lower open end of the funnel from a burette which acts as a reservoir and measuring device». The instrument is mounted horizontally, in the open, at a height of four feet. In 1957 and 1958, as part of the International Geophysical Year programme, the Meteorological Branch, Canada Department of Transport, installed United States Weather Bureau Class «A» Evaporation Pans at five of the existing evaporation stations. These pans are four feet in diameter, ten inches deep, and are exposed just above the ground on a wooden frame support. The opportunity was taken to compare the two instruments by means of the observations taken during 1958.

Data from two stations, Swift Current, Saskatchewan, and Ottawa, Ontario, were used, as these had the most complete set of evaporation observations and the best auxiliary information on sunshine, solar radiation, wind, air temperature, and

(*) Climatology Division, Meteorological Service of Canada, 315 Bloor St. W., Toronto, Ontario. Published by permission of the Director, Meteorological Service of Canada.

humidity. Even at these stations, however, the observations required for a full evaluation of the evaporation instruments were not available. Temperature and wind profiles over the instruments would have been valuable; only two observations of each point were taken each day, and solar radiation had to be estimated for Swift Current from sunshine records. However, by making maximum use of the available data some tentative conclusions could be reached. It is hoped that an instrument testing site can be established to take the necessary observations for a complete evaluation of the evaporation instruments and to test the computations and conclusions of this report.

After considering what is required in an evaporation instrument, the observations from Ottawa and Swift Current were analyzed in two ways: (1) statistical correlations were calculated between water loss and various pertinent meteorological elements; (2) the energy balance of the evaporation instruments was examined. All pan evaporation data were corrected for net sensible heat transfer through the sides of the pan by the method of Kohler et al (1955) before undertaking analyses, and the term «pan evaporation» in the rest of the paper applies to the observational values corrected in this way.

WHAT IS REQUIRED IN AN EVAPORATION ESTIMATION METHOD?

For general network purposes the response of an instrument upon which evaporation estimates are based, to the meteorological factors that affect evaporation, should be similar to the response of extensive natural evaporating surfaces (e.g. lakes, fields, forests) to these factors.

The energy budget studies of lake evaporation conducted at Lake Hefner (1952) and Lake Mead (1958) were concerned, among other things, with evaluating the sources of energy for lake evaporation. When the factors of heat storage and energy changes, due to advection of warm and cold water into and out of the lakes, were minimized by taking long-term averages, or ignored, these studies showed that by far the most important source of energy for evaporation is incident solar radiation. On the average, less than two per cent of the energy available for evaporation from the lakes comes from the atmosphere through conduction and convection. In the winter, the main energy source manifests itself as heat stored in the lake. In the summer the energy balance mainly involves a gain in heat storage plus evaporation energy is balanced against incoming solar radiation plus energy from the atmosphere. This latter factor amounted to about ten per cent of the energy provided by net short-wave radiation in the typical summer period June 30th to July 29th, 1953. Other workers such as Crabb (1952) have found that insolation is the dominant factor in determining evaporation rates from water surfaces.

In considering evaporation plus transpiration from vegetative surfaces, Kohler (1957) has suggested that potential evapotranspiration from a crop is very nearly the same in amount as free-water evaporation. Romanov (1956) found that evapotranspiration from a swamp area is directly proportional to the radiation balance. Blaney (1957) has stated that high correlations exist between observed potential evapotranspiration and the difference of the water loss from a black Bellani and white Bellani thermometer. Since these instruments differ primarily in their radiation characteristics, potential evapotranspiration and solar radiation must be highly correlated. Graham, working at Ontario Agricultural College (1959), found that for a corn crop adequately supplied with water, the correlation coefficient between net radiation and evapotranspiration was 0.99 on a daily basis.

Strictly speaking, it is net radiation rather than insolation, upon which evaporation rates are largely dependent. However, it has been shown (Shaw, 1956) that solar

radiation and daytime net radiation over grass are practically directly proportional. Calculations in the following sections are in terms of net radiation.

It has also been noted (Linsley, Kohler and Paulhus, 1958), that while insolation is the dominant factor for moderately long periods, such as a day or two, for shorter periods, in the order of hours, wind and humidity variations may be highly significant in affecting evaporation rates.

In short, the dominant factor influencing water losses due to evaporation from extensive natural surfaces with adequate water supply, and for moderately long periods, is net radiation. Thus for climatological purposes, a useful evaporation estimation method must have great sensitivity and response to solar radiation, or be based on an instrument with these characteristics. Of course, other factors such as cost, mechanical reliability, convenience, and permanency of calibration must be considered in the selection of an evaporation instrument, but these are not discussed here.

3. STATISTICAL ANALYSES

Partial correlation coefficients between: (1) evaporation; (2) net radiation; (3) saturation deficit, and (4) wind, were computed for both the pan data and the Bellani observations using five-day mean values at Swift Current and Ottawa.

Pan evaporation was found to be more highly correlated with net radiation than the Bellani observations ($r_{12.34} = 0.73$ for pan and 0.59 for Bellani). On the other hand, Bellani data gave higher correlations with vapour pressure deficit and wind than did the pan. ($r_{13.24} = 0.58$ for Bellani and 0.08 for pan; $r_{14.23} = 0.74$ for Bellani and 0.53 for pan).

However, the relative importance of the three factors, net radiation, humidity and wind, in evaporation from the two instruments may, perhaps, most readily be seen by examining regression equations. For pan evaporation:

$$y - .161 = 0.000694 (x_1 - 289) + 0.0018 (x_2 - 6.87) + 0.000546 (x_3 - 7.36) \quad (1)$$

For Bellani evaporation:

$$y - 0.335 = 0.000416 (x_1 - 289) + 0.00346 (x_2 - 5.77) + 0.00215 (x_3 - 7.36) \quad (2)$$

where x_1 = net radiation (cal/cm²/day),
 x_2 = vapour pressure deficit (mb),
 x_3 = wind (miles/day).

The mean vapour pressure deficit for the pan was based on observed pan water temperatures and for the Bellani on the dew point temperatures of the air. The standard error of estimate of Equation (1) for the pan is 0.018 inches (11% of the mean) and the correlation index 0.94. For the Bellani these are 0.034 inches (10% of the mean) and 0.93, respectively. Thus, there is little doubt that the major factors involved in evaporation are included in the regression equations.

By standardizing the magnitudes of the factors x_1 , x_2 , and x_3 by means of standard deviations, the relative importance of the three elements in evaporation from the instruments can be obtained. For the pan the relative importance of net radiation, humidity, and wind, are in the ratios 80 : 6 : 14, respectively. For the Bellani these ratios are 41 : 7 : 52.

Thus, the atmometer is much more responsive to wind than the «A» pan, but much less responsive to net radiation. Possible physical reasons for such a statistical finding are discussed in the next section on the energy balance of the instrument.

4. ENERGY BALANCE APPROACH

Examination of the heat balance equation shows that the difference between observed evaporation and evaporation computed from the radiation balance is a function of the difference in temperature between the evaporating surface and the air. This is evident when measurable meteorological elements of the different components of fluxes of heat are substituted in the equation of heat balance. The heat balance equation can be expressed as follows:

$$R = LE + K + A \quad (3)$$

$$\text{also } R = R_c(1 - r) - R_b \quad (4)$$

where R is net radiation, LE is energy used in evaporation, R_c is short wave radiation from the sun and sky, L is latent heat of evaporation, r is the fraction of R_c reflected by the evaporating surface, R_b is net long wave radiation from the evaporating surface, K is turbulent flux of heat between the underlying surface and the atmosphere, and A is heat flux between the surface and the lower layers.

Other components of the heat balance are usually much smaller than the fluxes of heat included in Equations (3) and (4), and A also is negligible when dealing with pan and Bellani evaporimeters. R is generally not observed but R_c , r and R_b are either observed or can be estimated from meteorological data.

Air temperatures have been used instead of the temperature of the evaporating surface in evaluating R_b , as complete data on the latter were not available.

Budyko (1956) has shown that in computing evaporation from the radiation balance in this way, the error involved is a function of the difference in temperature between that of the evaporating surface and that of the air, and is given by:

$$(\rho c_p D - 4s\sigma T_a^3)(T_s - T_a) \quad (5)$$

where ρ = air density

c_p = heat capacity of the air at constant pressure,

D = is the integral characteristic of the conditions of the vertical turbulent transfer between the underlying surface and the

atmosphere:
$$\left(D = \frac{1}{\int_0^z \frac{dz}{k}} \right)$$

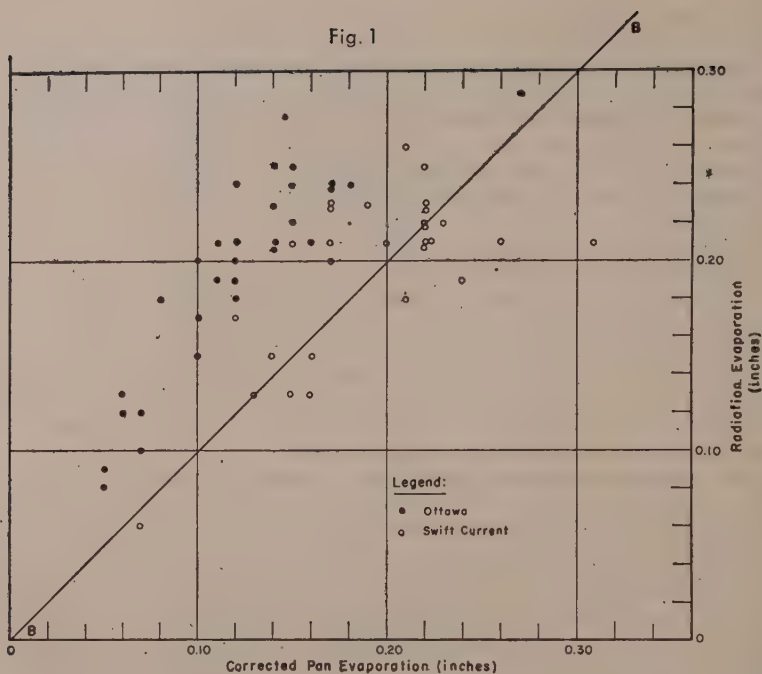
where k is the coefficient of turbulent exchange).

s = emissivity of the surface,

σ = Stefan's constant,

T_a and T_s are temperatures of air and evaporating surface.

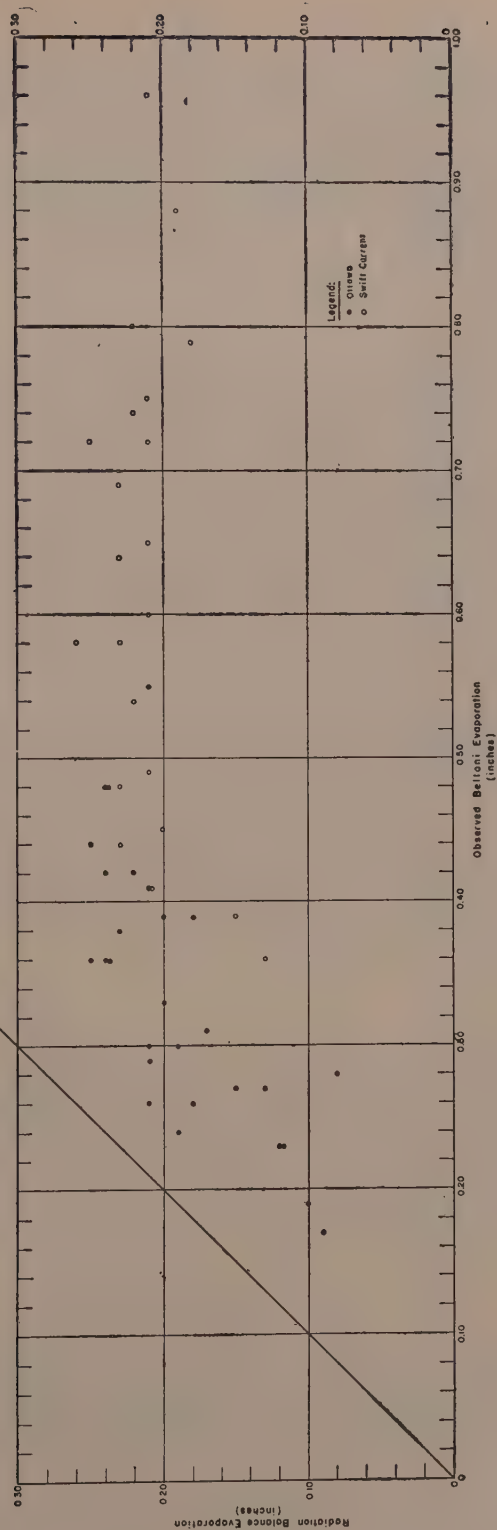
Five-day mean values of evaporation due to radiational exchange at Swift Current and Ottawa were computed from estimates of the radiation balance over water. Penman's (Ministry of Agriculture and Fisheries, 1954) method of evaluating net radiation was used, taking observed values of solar radiation at Ottawa. Solar radiation at Swift Current was computed from the relationship developed by Mateer (1955), and the results checked against the observed solar radiation at Saskatoon to insure against gross errors.



In Figure 1 calculated values of evaporation from radiation balance were plotted against corresponding values of pan evaporation. A 45° line *AB* was drawn passing through the origin. It will be noted that all Ottawa points fall to the left of *AB*, indicating that net radiation was in excess of the energy utilized for evaporation, and that some of the Swift Current points fall to the right of *AB* and some to the left. The points falling to the right suggest that the energy used for evaporation is more than that supplied by the radiation balance. Such a divergence of the points from the 45° line could be explained by changes of sign in expression (5). At Ottawa, surface water temperatures of the pan were generally higher than air temperatures, giving a positive value to (5), while at Swift Current air temperatures were often higher than water surface temperatures, thus giving some negative values to (5). Thus, the differences between the pan evaporation and evaporation due solely to the radiation balance are due to the exchange of sensible heat between the air and the water surface, providing the corrections made for sensible heat through the pan walls are correct. At Ottawa fluxes of heat were generally upward, while at Swift Current they were mostly downward.

In Figure 2, Bellani evaporation (converted from c.c. to depth in inches on the plate area) was plotted against evaporation computed from the radiation balance over the plate surface for Ottawa and Swift Current. All points fall to the right of the 45° line, indicating that observed evaporation was higher than that computed from the computed radiation balance. At Ottawa the observed amounts were as much as twice the computed. At Swift Current the radiation balance energy varied from one-half to one fifth of the total evaporation energy. This suggests that other energies as great as, and in many cases much greater than, the energy of the radiation balance of the evaporating surface are actively operating to produce the observed Bellani evaporation.

Fig. 2



If the net radiation values are correct then expression (5) should account for the deficits of energy noted. This suggests a very low Bellani evaporating surface temperature, as low as the wet bulb temperature of the air, and on some occasions even much lower. However, since the latter is impossible there must be other sources of energy to account for the difference. Some possible sources of energy are: (a) forced and free convection; (b) heat conducted to the Bellani plate from net radiation absorbed by the underside of the Bellani instrument; (c) lateral diffusion. Another possibility is that there is some water loss through the walls of the Bellani cup due to peeling of the glazing or varnish.

4.1. Forced Convection

Forced convection, as a result of air being drawn in turbulent motion by external forces, is the main mechanism by which water evaporates from the wick of a wet bulb thermometer. The heat flow by forced convection over the Bellani was calculated to find whether this energy together with the computed net radiation energy over the evaporating surface could account for the energy required for the observed Bellani evaporation. In the computations of forced convection, it was assumed that the difference between the temperature of the air and of the Bellani evaporating surface was the same as the difference between the wet and dry bulb temperature. Although this might not have been so, nevertheless, the computed energy from forced convection would be a maximum if this were so.

A thermal boundary layer forms at the leading edge and develops with increasing distance downwind on the surface. A laminar boundary layer starts to form at the leading edge, but for sufficiently high velocities or sufficiently great distances downstream the flow in the boundary layer becomes turbulent.

The turbulent boundary layer over a smooth surface deepens with distance from the leading edge more rapidly than does the laminar boundary layer.

In most meteorological problems the boundary layer is laminar for a short distance only or not at all, and satisfactory accuracy can be obtained by regarding the boundary layer as completely turbulent. However, when the cross-wind dimension or the evaporating surface is small the distance from the leading edge at which the turbulent boundary layer is fully developed is very significant.

The local heat transfer coefficient in the boundary layer of a laminar flow varies along a plate and is as given by Giedt (1957):

$$h_{x_1} = 0.332 k N_{pr}^{1/3} \sqrt{\frac{U}{yx}} \quad (6)$$

where h_{x_1} is the average heat transfer coefficient for laminar flow in cal/cm²/sec/°C, U is free stream velocity in cm/sec, N_{pr} is Prandtl's number and k is thermal conductivity in cal/cm²/sec/°C. y is kinematic viscosity in cm²/sec. It will be noted that the rate varies inversely as $x^{1/2}$, being infinite at the leading edge and decreasing in the direction of flow.

In the boundary layer of a turbulent flow the local heat transfer coefficient is as given by Giedt (1957) as:

$$h_{x_2} = \frac{0.0296 \rho U C_p}{(N_{pr})^{2/3} \left(\frac{XU}{y} \right)^{1/5}} \quad (7)$$

where h_{x_2} is the heat transfer coefficient for turbulent flow in cal/cm²/sec/°C, ρ is the density of the air in gm/cm³ and C_p is the specific heat of air at constant pressure. Thus, the rate varies inversely as $X^{1/5}$. If laminar flow exists along the forward

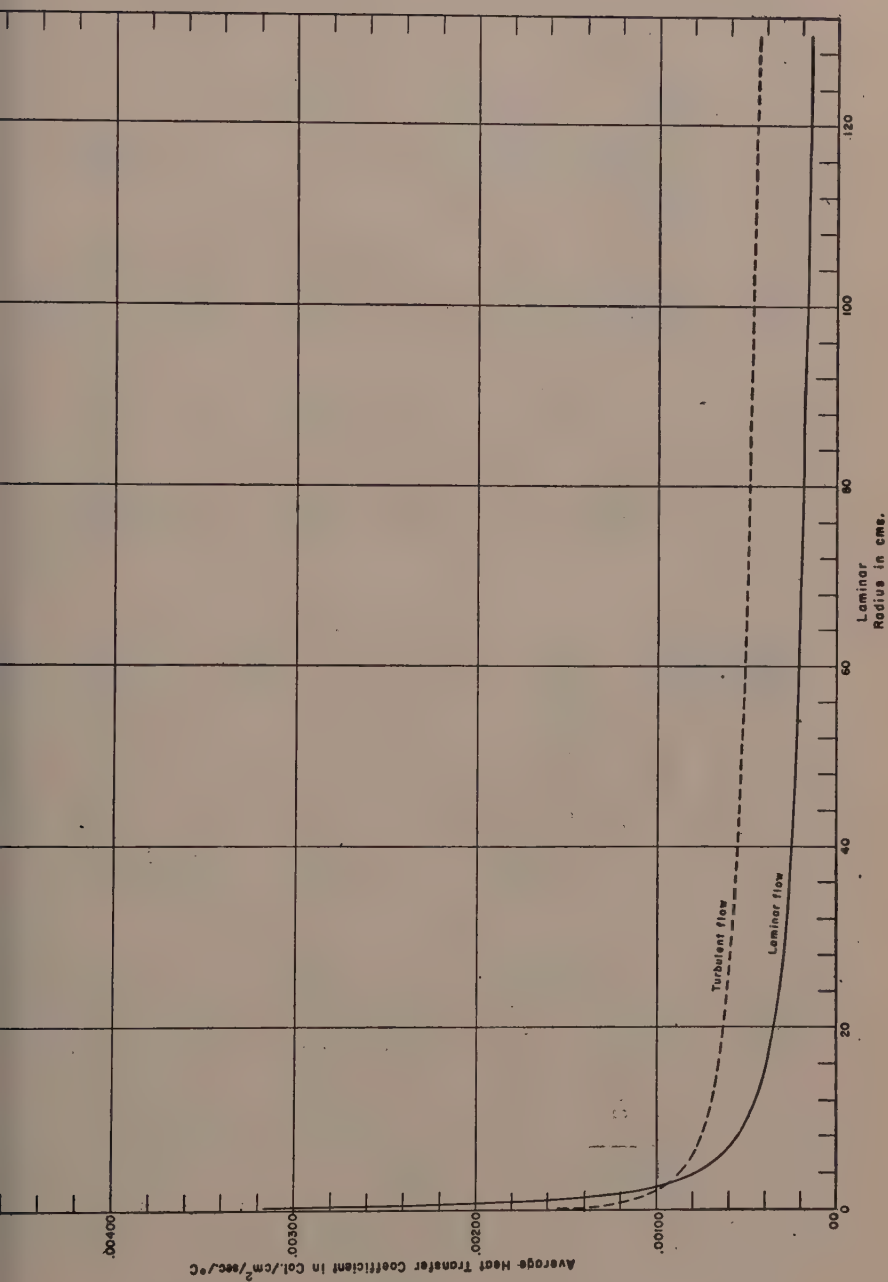


TABLE 1

*Energy balance of the bellani atmometer
Swift current*

Date	Bellani Evapo- ration c.c. cm/cm ²	Solar Radiation cal/cm ² /day on the plate × 0.93	Net Long Wave Radiation cal/cm ² /day on the plate	Net Radiation cal/cm ² /day	Ta-Tw °C	Average 24 hr. Wind speed cm/sec	Forced Convection cal/cm ² /day	Energy Required for Eva- poration cal/cm ² /day	Energy from net Radiation and Forced Convection cal/cm ² /day	Deficit cal/cm ² /day
August 1 1958	128 2.81	610	225	385	8.5	440	645	1650	1030	520
August 10	120 2.64	550	230	320	10.8	300	600	1594	920	674
August 21	30 .66	232	22	210	2.6	170	100	398	310	88
August 22	51 1.12	390	180	210	4.5	300	250	677	460	217
July 4	73 1.60	595	212	383	5.0	350	310	970	693	277
<i>Ottawa</i>										
June 15	85 1.87	711	222	489	6.2	402	410	1130	899	231
June 30	33 .73	404	78	326	2.6	130	74	440	400	40
July 23	32 .70	346	95	251	2.9	80	60	425	311	114
July 25	45 .99	548	134	414	4.6	85	115	600	529	71
August 7	48 1.05	514	129	385	4.1	268	205	638	590	48
August 20	34 .75	311	60	251	2.4	152	97	452	348	104

portion of a flat plate, followed by a region of turbulent flow, an average heat transfer coefficient can be obtained either graphically or mathematically, making certain assumptions.

Using these equations, the transition from laminar to turbulent flow in the boundary layer was found to be at 86 cm. from leading edge for conditions prevailing on the 1st August 1958 at Swift Current using the observed average 24-hour wind speed and Reynold's number of 3.2×10^5 (considered a representative value). Thus, the transition is well beyond the dimensions of the Bellani plate (7.62 cm. diameter). For the transition from laminar to turbulent flow to be within the distance of the Bellani plate diameter on the 1st August 1958, a critical value of Reynold's number less than 20,000 would have to be assumed.

Equations (6) and (7) were integrated over the whole area of a circular plate, and the mean heat transfer coefficient was derived in terms of radius of the plate. Figure 3 shows the variation of the mean heat transfer coefficients for laminar and turbulent flow over circular discs of different radii, for conditions at Swift Current on the 1st August 1958. It will be noted that with a Bellani plate of radius 3.81 cm. both laminar and turbulent coefficients are located on parts of the curves where the heat transfer coefficients are still decreasing at a steep or moderate rate, while in the size range of the class «A» pan (of a radius of about 60 cm.) the decrease in the heat transfer coefficients with increasing radius is very slight for both laminar and turbulent flow. It is clear that an instrument of the dimensions of the «A» pan or larger is needed to approximate the heat transfer coefficient of large natural evaporation surfaces.

Table I gives the computed forced convection over the Bellani for five selected days at Swift Current and six selected days at Ottawa, assuming that the evaporating surface was at the wet bulb temperature. This table also gives the different components of radiation over the upper surface of the Bellani plate, as well as the energy used for evaporation. It will be noted that it is possible for the Bellani to gain quite a large amount of energy from forced convection, particularly on days when evaporation is high. Even so, this energy, which is the maximum possible from forced convection, does not account for all the difference between the energy required to produce the observed water loss and the radiation energy available. For example, on the 1st and 10th August 1958, there were still 620 calories and 674 calories, respectively to be accounted for.

Another method of calculation was used as a check on these computations of energy gained by the Bellani from the atmosphere through forced convection. Sutton's (1953), analysis of the problem of turbulent diffusion of water vapour could be applied to the turbulent diffusion of heat in the boundary layer over a smooth surface. Pasquill (1943) used a generalized version of Sutton's equation to compute heat transfer from a flat plate by forced convection, and found good agreement between the theoretical values and those measurements of Elias on forced convection from a metal plate in a high wind. Such calculations require the velocity profile over the plate or evaporating surface. Attempts were made to calculate heat transfer by forced convection over the Bellani plate using Sutton's technique. As no velocity profile was available, values of (n) of 0.25 and 0.30 and $Z_1 = 1$ cm. were assumed in the equation:

$$\frac{U}{U_1} = \left(\frac{Z}{Z_1} \right)^{n/(2-n)} \quad (8)$$

where (n) is an indicator of the degree of turbulence, U and U_1 are the mean wind velocity at heights Z and Z_1 , respectively. As stated by Pasquill, since Z_1 appears

in form $Z_1^{-n(2-n)}$, with (n) equal to 0.25, a five per cent error in Z_1 will produce an error of twenty per cent in the rate of evaporation. The computed heat transfer by forced convection by Sutton's technique on the 1st of August 1958 at Swift Current, gave 360 cal/cm²/day where (n) equals 0.25 and 610 cal/m²/day where (n) equals 0.30. The latter is very nearly equal to that derived above.

4.2. Other Energy Sources

It was found that the difference between the energy required for the observed evaporation and the computed energy available to the Bellani through the radiation balance and forced convection over the plate, are related to the corresponding differences between dry and wet bulb temperature ($T_a - T_w$). When these deficits were plotted against solar radiation, the points were widely scattered. This suggests that the energy deficits were possibly due to: (a) underestimate of the forced convection effect, (b) lateral diffusion, (c) forced convection on the sides of the Bellani atometer, if the temperature of the sides is less than the air temperature, (d) energy gained by long-wave radiation from the ground, or (e) absorption of solar radiation by the sides of the Bellani. Attempts were made to evaluate the magnitudes of these factors.

Estimates of the exchange of long-wave radiation between the Bellani and the ground were made for a few occasions and this factor was found to contribute only about 10-15 per cent of the deficits. In the computation it was assumed that the surface temperature of the underside of the Bellani cup was the same as the mean air temperature, that the maximum temperature of the ground surface was about 15°C. higher than the maximum air temperature, and that the minimum temperature of the ground surface was about 6°C. lower than the minimum air temperature. It was further assumed that the reflectivity of the cream ceramic surface of the underside of the Bellani was 0.4. As an example of the results obtained, on the 1st August, where a deficit of 625 cal/cm²/day was to be accounted for at Swift Current, the computed net gain from an exchange of long-wave radiation between the ground surface and an area equal to the horizontal projection of the Bellani instrument was about 90 cal/cm²/day. Solar energy reflected from the ground results in a very small amount of energy being absorbed by the Bellani instrument if the grassland reflectivity coefficient is assumed to be 0.2 and the cream ceramic of the underside of the instrument has a reflectivity coefficient of the order of 0.4.

It is extremely difficult to assess the net direct solar radiation absorbed by the sides of the Bellani evaporimeter. However, a rough estimate was made for the last August 1958 at Swift Current. Mean hourly vertical projections of the area exposed to solar radiation over a curved vertical plane, assuming a reflectivity coefficient of 0.4. Integrating the hourly values and assuming the whole energy to be conducted to the evaporating surface of the Bellani plate, a net gain of about 70 cal/cm²/day was obtained. This is a rough estimate only, but is thought to be of the right order of magnitude. Thus while these factors help to account for the energy required for the observed water loss, they do not completely close the gap.

Robertson (1954), gives absolute evaporation for the month of September 1953 for many evaporimeters, as black Bellani plate (8.14''), white Bellani plate (5.21''), Piche (4.81''), and four-foot sunken tank (3.44''). It will be noted that the sum of the evaporation from the Piche evaporimeter and the four-foot tank is 8.25''. This is very nearly equal to the measurement by the black Bellani plate evaporimeter (8.18''). Also the sum of the evaporation from the white Bellani plate and the four-foot sunken tank is 8.65'' and is again not too different from the observations by the black Bellani evaporimeter. This tends to support the conclusion, as previously stated, that the energy for evaporation from the black Bellani plate is made up of two or more components, the main ones being the radiation balance and the energy supplied

by the air through forced convection. The Piche evaporimeter operates through a mechanism similar to that by which the wet bulb thermometer functions, while the four-foot tank evaporation is mainly due to radiation balance. Further corroboration of this is in the statement of Blaney (1957) noted earlier that observed evapotranspiration correlates highly with the difference in water loss between the black and white Bellani atmometers.

5. CONCLUSIONS

Many workers have found that the dominant factor in evaporation and evapotranspiration from extensive natural surfaces like lakes, fields and forests, is net radiation or insolation. It has been pointed out that net radiation and insolation are highly correlated.

From the regression Equations (1) and (2), the importance of the three factors net radiation, vapour pressure deficit and wind in class «A» pan evaporation, corrected in the recommended way, are in the ratios of 80 : 6 : 14, respectively. For the black Bellani plate atmometer these are 41 : 7 : 52.

Further, it has been shown in the section on the energy balance, that the energy for observed evaporation from the Bellani instrument must come in large part from sources other than insolation. The energy required to produce the observed water loss from the Bellani, has been, on dry windy days, as much as four times the energy available through net radiation.

Since the class «A» pan observations used here have been corrected to allow for net sensible heat transfer through the pan, the question arises as to whether black Bellani plate observations might also be corrected to yield more reliable results. This may be possible, but the discussion of the heat transfer coefficient for a surface so small, and of the energy budget of the instrument, make it difficult to see how such corrections can be successfully devised. It would certainly be essential to equip the plates with a small temperature sensing device near the evaporating surface, to permit attempts at devising correction factors similar to those for the «A» pan.

Aside from questions of price, convenience, etc., then, the «A» pan appears to be a preferable instrument to use in estimating evaporation from extensive natural surfaces, at the present time, since:

(1) Corrected «A» pan data correlate more highly than do Bellani observations with the apparently dominant factor in natural evaporating processes, the radiation balance.

(2) The «A» pan is of large enough size that average heat transfer coefficients approximate those of extensive natural evaporating surfaces.

(3) Methods are available by which «A» pan observations can be converted into reliable estimates of lake evaporation, and by inference, potential evapotranspiration.

On the other hand, it is possible that the Bellani plate more closely approximates the evaporating behaviour of one or a few trees or plants isolated in an open field than does the «A» pan. However, standardization of such a measurement by means of a reference instrument, such as the Bellani plate, would pose serious problems as each isolated plant or tree would respond differently to meteorological factors affecting evaporation.

5. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to thank Messrs. C. L. Mateer, G. W. Robertson, L. B. Mac-

Hattie, G. R. Kendall, D. W. Boyd of the Meteorological Service, and Dr. R.M. Holmes of the Canada Department of Agriculture, for their helpful reviews of this paper, Mr. G. Haylock and Miss M. F. E. McKearney for performing many of the calculations, and the staffs of Meteorological Units of the Canada Department of Agriculture at the Experimental Farm at Swift Current, Saskatchewan, and the Central Experimental Farm, Ottawa, Ontario, for taking the observations and supplying the data.

REFERENCES

- (1) BLANEY, H.F. (1957), In discussion of «A new concept of the measurement of evaporation for climatic purposes». Robertson and Holmes, *International Association Sci., Hydrology, General Assembly, Toronto*, VIII p. 9.
- (2) BUDYKO, M.I. (1956), «The heat balance of the earth's surface», translated by N.A. Stepanova, U.S. Weather Bureau, Washington, 1958, 259 p.
- (3) CRABB, G.A. (1952), «Insolation a primary factor in evaporation from a free water surface in Michigan». *Quarterly Bull., Mich. Agr. Exptl. Stn., East Lansing*, V. 35, 2, 186-192.
- (4) GIEDT, W.H. (1957), «Principles of engineering heat transfer», pub. D. Van Nostrand Co., 372 p.
- (5) GRAHAM, W.G. (1959), «Changes in the heat budget of a corn crop with plant development». *M. Sc. Thesis, Univ. of Toronto*, April 1959.
- (6) HARBECK, G.E., M.A. KOHLER, G. E. KOBERG et al (1958), «Water loss investigations; Lake Mead studies», U.S. Geological Survey, Professional Paper no. 298, 100 p.
- (7) KOHLER, M.A., T.J. NORDENSON and W.E. FOX (1955), «Evaporation from and lakes», *U.S. Weather Bureau Research Paper* no. 38, 21 p.
- (8) KOHLER, M.A. (1957), «Meteorological aspects of evaporation phenomena», *Intl. Assn., Sci. Hydrology Assembly, Toronto*, VIII: 421-36.
- (9) LINSLEY, R.K., M.A. KOHLER and J.L.H. PAULHUS (1958), «Hydrology for engineers», McGraw-Hill.
- (10) MATEER, C. L. (1955), «A preliminary estimate of the average insolation in Canada», *Canadian Journal of Agricultural Science*, 35-579-594.
- (11) Ministry of Agriculture and Fisheries, London, Eng. (1954), «The calculation of irrigation need», *Tech. Bull.* no. 4, 37 p.
- (12) PASQUILL, F. (1943), *Proceedings Royal Society, London, England*. A 182, 75.
- (13) ROBERTSON, G.W. (1953), «Standardization of evaporation measurement as a climatological factor», Doc. no. 99, Com. for Instruments and Methods of Observation, World Met. Org.
- (14) ROBERTSON, G.W. (1954), «Latent evaporation; its concept, measurement and application», Div. Field Husbandry, Soils and Agricultural Engineering, Exptl. Farm Service, Dept. of Agr., Ottawa.
- (15) ROBERTSON, G.W. and R. M. HOLMES (1957), «A new concept of the measurement of evaporation for climatic purposes». *Intl. Assn. Sci. Hydrology VIII*: 399-406.
- (16) ROMANOV, V.V. (1956), «Gidrofizicheskie metody saschets vodnogo balansa bolot» (A hydrodynamic method for calculating the water balance of swamps). *Pochvovedenie*, Moscow, no. 8; 49-56.
- (17) SHAW, R.H. (1956), «A comparison of solar radiation and net radiation»: *Bull. Am. Met. Soc.* V. 37, no. 5; 205-207.
- (18) SUTTON, O.G. (1953), «Microclimatology». McGraw-Hill, 333 p.
- (19) U.S. Geological Survey and Collaborating Agencies (1952), «Water loss investigations: volume 1—Lake Hefner studies technical report», *Geological Survey Circular* 229, 153 p.

ADVECTION AND EVAPORATION

N.E. RIDER and J.R. PHILIP

Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization Australia *

SUMMARY

Advection is defined as the exchange of energy or moisture due to horizontal heterogeneity in conditions at the earth's surface. Thus advection influences the energy and moisture balance of evaporating surfaces when these are adjacent at surfaces of a different character. Clearly advection is a phenomenon of practical and theoretical importance to such questions as the evaporation from reservoirs or irrigated areas of finite extent, especially when the upwind conditions are arid.

An account of a quantitative theory of advection based on the simultaneous solution of the two-dimensional atmospheric diffusion equations for heat and vapour is given. The theory indicates that, although there may be some small variation from one surface to another in the energy available for sensible and latent heat transport, the main change in conditions is a consequence of the difference in the partition of this energy. This is reflected in marked variations in the Bowen ratio. An example of the application of the theory is provided.

Results of field observation of a climatological nature tend to support the theory, but a more critical test is required. Plans of current work, designed to provide this test, are outlined.

RÉSUMÉ

L'advection est défini comme l'échange de l'énergie et de l'humidité dû aux hétérogénéités horizontales à la surface de la terre. L'advection influence ainsi les bilans et de l'énergie et de l'humidité aux surfaces évaporantes, quand celles-ci sont contiguës aux surfaces d'un caractère différent. Evidemment, l'advection est un phénomène d'importance théorique et pratique pour les questions telles que l'évaporation des réservoirs et des terres irriguées, particulièrement quand le vent vient d'un quartier aride.

Une théorie quantitative de l'advection est présentée. Elle est basée sur la solution simultanée de deux équations, l'une pour la chaleur et l'autre pour la vapeur, dont chacune est une équation de diffusion atmosphérique à deux dimensions. La théorie indique que, bien qu'il ne puisse être quelque petite variation, entre surfaces différentes, d'énergie disponible au transport de la chaleur sensible et de la chaleur latente, le changement principal dans les conditions est une conséquence de la différence dans le partage de cette énergie. Celui est reflété en des variations importantes dans la proportion de Bowen. Un exemple de l'application est donné.

Les résultats d'observations d'un type climatologique sur le terrain apportent quelque confirmation à la théorie, mais une épreuve plus critique et nécessaire. Le plan de nos recherches actuelles qui sont désignées à fournir cette épreuve, est décrit brièvement.

1. INTRODUCTION

Until recently the great bulk of work in micrometeorology, both theoretical and practical, has been based on the tacit assumption that the problems considered are *one-dimensional*; that is, that the conditions at the earth's surface are spatially homogeneous, and that micrometeorology need concern itself solely with the vertical exchange of entities such as heat and moisture, the intensity of exchange being independent of height in the layer of the atmosphere of interest. To put it in another way, this assumption neglects any change in the heat or moisture content of a parcel of air as it moves across the area of the earth's surface which interests us. It is clear that such an assumption will not always be justified.

In this article we shall briefly describe studies of advection which may be regarded as contributions to *dimensional* micrometeorology, in contrast to the usual *one-dimensional* approach (*). We shall go on to indicate the purpose and plan of our current work.

* Division of Plant Industry, Canberra.

(*) Of course, the areas with which we are concerned are finite in the cross-wind

2. ADVECTION AND EVAPORATION

By reference to the energy balance, Philip (1959) has shown how advective effects may arise in a number of ways. The most important advective phenomena (and those which we consider here exclusively) have their origins in differences, either natural or artificial, between the availability of water for evaporation at adjoining surfaces.

Certain problems of practical importance involve advective effects of this type. We note the following examples:

(a) Evaporation from reservoirs; the effects of reservoir size and the aridity of the surroundings on evaporation rate; «pan coefficients».

(b) Evapotranspiration from irrigated areas; the effect of size, orientation with respect to prevailing wind direction and the aridity of the surroundings on water use; the effect of position within the irrigated area on microclimate and water requirements; the changes in microclimate produced by irrigation.

(c) The effectiveness of evaporation suppression by monolayers.

(d) Atmospheric interactions between adjoining agronomic experimental plots under different water regimes.

Here we must limit ourselves to presenting the theory in its most elementary form and to applying it to a simple illustrative example. It is intended to report the further implications of the study in detail elsewhere.

3. TWO-DIMENSIONAL ATMOSPHERIC DIFFUSION OF HEAT AND MOISTURE

The steady-state two-dimensional diffusion of heat and moisture in the lower atmosphere may be described by the equations:

$$u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$u \frac{\partial e}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_e \frac{\partial e}{\partial z} \right). \quad (2)$$

Here u cm sec⁻¹ is the mean windspeed at height z cm above the ground surface, x cm is the downwind ordinate, K_T , K_e cm² sec⁻¹ the eddy diffusivities for heat and water vapour, T °K the mean air temperature and e gm cm⁻³ the mean specific humidity of the air, both at (x, z) .

With u and K specified, the problem of solving (1) and (2) is determinate once the boundary conditions are established. These may consist, for example, of (i) the profiles of temperature and humidity at the leading edge of the area of interest; and (ii) two further conditions to be satisfied at the surface of the area of interest.

In the simplest case these two conditions are (a) the relations, known for a saturated surface, between temperature and specific humidity; (b) the requirement that the energy balance (3) be satisfied at all points of the surface, i.e.

$$(1 - r)R_s + R_a - \varepsilon \sigma T_0^4 + Q = A + LQ_w E \quad (3)$$

In (3) r is the reflection coefficient of the surface for shortwave radiation; R_s , R_a

direction also; so that, ideally, we should ultimately aim at developing a three-dimensional micrometeorology. No new principles are involved in the three-dimensional case, but the mathematical problems are more formidable and the analysis of observations more difficult.

$\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ are the flux densities of short wave and long wave radiation received at the surface; ε is the emissivity of the surface; $\sigma (= 1.36 \times 10^{-12} \text{ cal sec}^{-1} \text{ cm}^{-2} \text{ }^\circ\text{K}^{-4})$ is the Stefan-Boltzmann constant; T_0 $^\circ\text{K}$ is the surface temperature; Q $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ is the net energy exchange (positive upwards) between the surface and the underlying body of soil or water. A $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$ is the sensible heat exchange between the surface and the air, positive upward; L ($\approx 585 \text{ cal gm}^{-1}$) is the latent heat of evaporation of water; ρ_w ($\approx 1 \text{ gm cm}^{-3}$) is the density of liquid water; E (cm sec^{-1}) is the evaporation rate. We note that

$$A = -\rho c K_T (\partial T / \partial z)_0; \quad E = -K_e (\partial e / \partial z)_0. \quad (4)$$

Here ρ gm cm^{-3} is the density of air and c cal gm^{-1} its specific heat at constant pressure; the suffix o denotes values at $z = 0$.

To fix ideas, we consider the particular case where an area of limited (or zero) evaporation extends upwind of $x = 0$ ($x < 0$) which is so long that, immediately upwind of $x = 0$ the temperature and humidity profiles are, to a good approximation «equilibrium» profiles (i.e. the fluxes of heat and moisture in the lower atmosphere are effectively constant with x and z); and where evaporation at $x \geq 0$ is not limited by water supply.

Timofeev (1954) treats this case under the approximations that:

(i) the value of the left hand side of (3) changes abruptly from one constant value for $x < 0$ to another for $x \geq 0$;

(ii) u and K_T , K_e are power-law functions of z .

De Vries (1959) analyses the case where

(i) all quantities on the left side of (3) are constant except T_0 and R_a . This is more realistic than Timofeev's assumption;

(ii) $u = u_0 (1 + z/z_1)^m$; $K_T = K_e = K_0 (1 + z/z_1)$, where u_0 , K_0 , z_1 , m are constants.

Timofeev concerned himself solely with the change in equivalent temperature due to the change in the radiation balance. The de Vries study is therefore more interesting; however, the solution found by de Vries has a complicated mathematical form, which limits the ease with which it may be applied and the insight which may be gained from it.

Philip (1959) has shown how solutions may be simply obtained for the case where de Vries' more realistic first assumption is combined with Timofeev's somewhat better second assumption (*). This study uses similarity substitutions which greatly reduce the labour of computing numerical cases.

We have noted already Timofeev's preoccupation with change in equivalent temperature resulting from the change in the radiation balance. In our opinion de Vries' study is more complicated and less clear in its implications than it might be, because he, too, was concerned to evaluate the effects of the change in the radiation balance.

(*) The simplest assumption is that $K_T = K_e = K(z)$. Available data (Pasquill, 1949*a*, 1949*b*; Rider and Robinson, 1951; Rider, 1954) indicates that this approximation is acceptable except under conditions of large temperature lapse rates which are improbable during natural evaporation from moist surfaces. [The mathematical problems are no more complicated if we assume $K_T/K_e = \text{constant} \neq 1$].

In the lowest layers of the atmosphere u and K may be represented with reasonable accuracy by the power law relationships:

$$u = u_1 z^m; \quad K = K_1 z^n. \quad (5)$$

See, for example, Deacon (1949; 1953), Calder (1949) and Sutton (1953, p. 238 and p. 282). Timofeev confines himself to the case $n = 1 - m$; this restriction is not mandatory—(Philip, 1959).

We have no wish to deny that this change exists, but we must emphasize that the most important factor operating in advective evaporative effects is the *change in the partition of available energy* (as specified by the left hand side of equation (3)) between the sensible heat term and the latent heat term. In other words, where advection arises from changes in availability of water for evaporation, it is attended by a sudden (spatial) change in the Bowen ratio. This seems to us to be a useful way to look at the matter physically.

The mathematical methods developed by Philip (1959) allow the separation of the «Bowen ratio» effect and the «radiation balance» effect. They confirm that the former completely dominates the latter in the region immediately downwind of the discontinuity in surface conditions. In the following section we limit ourselves to investigating the «Bowen ratio» effect only. This approximation is appropriate in an elementary introduction to our topic, since the mathematical treatment becomes especially simple.

4. TYPICAL CONSEQUENCES OF THE THEORY

Throughout this section we adopt the typical values in equation (5) $m = 1/7$, $n = 6/7$. These values are appropriate to conditions of near-neutral stability (cf. Calder, 1949; Sutton, 1953, p. 238).

For the advective effect discussed above, we find that, in the «Bowen ratio» approximation,

$$\beta = \beta' - \frac{\alpha(1 + \beta')^2}{Rx^{1/9} + \alpha(1 + \beta')}. \quad (6)$$

Here β is the value of the Bowen ratio at point x , β' is its value in the upwind region, R represents the available energy flux [left side of (3)] and α is a constant determined by the upwind surface temperature and humidity conditions. Note that for daytime conditions β' is usually positive, but β will be negative when x is sufficiently small. This corresponds to the region of advective inversion (Philip, 1959). Under the conditions we discuss here this region is relatively small.

Example. We now investigate the advective effects when $R = 5 \times 10^{-3}$ cal $\text{cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$, upwind surface temperature is 30°C , upwind surface absolute humidity is 10×10^{-6} gm cm^{-3} , upwind Bowen ratio 9.0. We adopt the values $u_1 = 188$, $K_1 = 32.0$; these correspond to u - and K - values at 200 cm of 400 cm sec^{-1} and 3000 $\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$ respectively. Table 1 summarizes the results.

This example is for a fairly marked contrast between upwind and downwind conditions. It can be shown, however, that advective effects may be by no means negligible even when the differences in water availability for evaporation are less extreme. The theory, of course, can provide more detailed information than this—namely the profiles of temperature and humidity (and of the heat and moisture fluxes) at any point downwind of the discontinuity.

We cannot discuss here the limitations to the theory; however, we note in passing that the theory depends on the fairly well-established theory of short-range atmospheric diffusion, and that the extension to medium-range problems (say 10 km — 100 km) requires further examination. But there is no reason to believe that the theory should not, at least, indicate the order of magnitude of advective effects, even when pushed somewhat beyond the established limits of its validity.

TABLE 1

Numerical example of advective effects

Position Relative to Discontinuity	Partition of Energy $10^{-3} \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$		Bowen ratio $A/q_w LE$	Evaporation rate $10^{-6} \text{ cm sec}^{-1}$ E
	Sensible Heat A	Latent Heat $q_w LE$		
upwind	4.50	0.50	+ 9.0	0.85
1 meter downwind	- 1.21	6.21	- 0.19	10.62
10 meters »	0.08	4.92	+ 0.02	8.41
100 meters »	1.08	3.92	+ 0.28	6.70
1 km »	1.85	3.15	+ 0.59	5.39
10 km »	2.45	2.55	+ 0.96	4.36
100 km »	2.91	2.09	+ 1.39	3.57

5. OBSERVATIONS OF EVAPORATIVE ADVECTIVE EFFECTS

There has been remarkably little experimental and observational work done on advection. Most of the available observations (mainly Russian, with some American) cannot be analysed and compared with the theory either because certain necessary meteorological data is not reported, or because of other confusing factors, such as the absence of a clear-cut leading edge or aerodynamic complications. De Vries (1959) considers that certain Russian observations are at least consistent with the theory.

De Vries (1959; De Vries and Birch, 1960) made what are essentially climatological observations on an irrigated area in Northern Victoria, Australia. He considered the results to be in keeping with theory. However the matter is somewhat obscured by uncertainty in the position of the leading edge and by spatial variability in the irrigated area.

In our opinion, no really critical experimental micrometeorological study of advection has been made to date. We believe that a critical experiment will involve the following features;

- (i) Maximum possible contrast between «dry» and «wet» areas.
- (ii) A clear-cut leading edge.
- (iii) A good approximation to a truly two-dimensional situation (large cross-wind dimension).
- (iv) Since advective effects are greatest in the region immediately downstream of the leading edge, observations should be concentrated in this region and made on as fine a scale as possible.

With these considerations in mind, we have developed the experimental layout and equipment described in the following section.

6. EXPERIMENTAL LAYOUT AND EQUIPMENT

Obviously to satisfy requirements (i), (ii) and (iii) of the preceding section an artificial situation must be created. We have done this at Canberra A.C.T. by laying down an irrigated grass surface adjacent to a large area of concrete. Our intention is to use the site when the prevailing wind gives a well defined movement of air from concrete to grass. In the summer season the surroundings are generally short of water. Further the available fetch of 350 m. over dry concrete towards the well-defined leading edge of the grass will provide a close approximation to requirements. There will be little or no water available on the concrete; on the grass water will not be limiting. Within the 50 m. square grass area we can expect marked changes in temperature and humidity profiles consequent upon changes in the partition of available energy. Preliminary albedo measurements above the two surfaces show these to be identical within 1%; surface roughnesses will change but the change can be kept to a minimum by close mowing of the grass.

Ideally, we wish to construct from observations, a grid of temperature, humidity and wind speed in the (x, z) plane, starting at $x = 0$, $z = 0$ and extending downwind until further change becomes negligible or beyond the limit of experimental resolution. The theory outlined in the previous sections leads to the expectation that changes in the profiles will be most marked within the first 20 m. If agreement between observation and theory holds there, some confidence will be gained in the theoretical prediction that can be made concerning conditions at larger x values.

We have developed an apparatus which automatically records temperature and humidity from twenty psychrometric units. These units are arranged so that five are exposed at heights of 5, 11.5, 27.5, 64 and 150 cm on each of four masts. (These heights can be changed if desired). The masts themselves are sited at the leading edge and at various distances downwind from this edge on the grass. Here it is necessary to provide for the same resolution in measurement between masts as between units on one mast. The units use fine wire dry and wet bulb thermocouples held in perspex frames attached to aluminium masts. The absolute temperature of one dry and one wet junction is measured to 0.1°C (with reference to melting ice) in a 20 minute mean. The dry $v.$ dry and wet $v.$ wet temperature differences are recorded to 0.02°C in the mean. A method of automatic recording and integration has been developed for this investigation (Rider, 1960). Briefly, it employs reflecting galvanometers as primary sensing devices. The deflections are digitized and presented on electromagnetic counters which can be photographed or read off at appropriate intervals. Each galvanometer (ten are used) is made to follow a programme of operation. The final results are independent of galvanometer zero drift. The system removes any possibility of subjective error such as can arise in the interpretation of recorder charts, eradicates tedious chart measuring, and provides immediately available results.

In very accurate work of this type great care is necessary to eliminate the effects of stray e.m.f.s, differential radiation errors, etc. on the final results. The technique employed requires the following steps before an actual observation.

(a) An overall check of the «zero» of the recording system. This is carried out by replacing all mast inputs by equivalent copper resistors. The machine is then allowed to run and the counter readings noted.

(b) An assessment of differential radiation error and stray potentials. All four masts are mounted horizontally at the same distance from the leading edge. If no error is present the counters will indicate no temperature differences between the measuring points. Any difference is noted.

To date we have not obtained sufficient results to warrant discussion. It appears that the apparatus and site are capable of providing a test of the theoretical predictions.

We are continuing the work. It is interesting to note that, when our «dry» area is perfectly dry, our observations of the profiles of humidity downwind of the leading edge provide a direct method of measuring the evaporation rate and its change with distance which depends solely on the principle of the conservation of matter.

REFERENCES

- CALDER, K.L. (1949), *Quart. J. Mech. Appl. Maths.* 2: 153.
DEACON, E.L. (1949), *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 75: 89.
DEACON, E.L. (1953), *Geophys. Mem.*, 91.
PASQUILL, F. (1949a), *Proc. Roy. Soc. London.*, A, 198: 116.
PASQUILL, F. (1949b), *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 75: 249.
PHILIP, J.R. (1959), *J. Meteorology.*, 16: 535.
RIDER, N.E. (1954), *Phil. Trans. Roy. Soc. London.*, A, 246; 481.
RIDER, N.E. (1960), *Aust. J. Phys.* (in press).
RIDER, N.E., and G.D. ROBINSON (1951), *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 77: 375.
SUTTON, O.G. (1953), *Micrometeorology.*, McGraw-Hill, New York.
TIMOFEEV, M.P. (1954), *Izv. Akad. Nauk. S.S.S.R., Ser. Geograf.* No. 2, 108.
VRIES, D.A. de (1959), *J. Meteorology.*, 16: 256.
VRIES, D.A. de, and J.W. BIRCH (1960), *Aust. J. Agric. Res.* (in press).

A TEST OF THE ENERGY-BALANCE METHOD OF MEASURING EVAPOTRANSPIRATION

O.E. LEPPANEN ⁽¹⁾ and G.E. HARBECK Jr. ⁽²⁾

SUMMARY

In order to test the validity of the energy-balance method for measuring evapotranspiration, a field study was made in 1958 at a site where evapotranspiration, could be determined from a water budget. Rainfall was the only source of inflow. There was no measurable runoff. Changes in soil-moisture storage were determined by sampling and by a neutron-scattering soil-moisture meter. Ground water was too deep to supply any water to the vegetation.

Evapotranspiration computed from the water budget was less than that computed from the energy balance. The exchange of energy as sensible heat between the vegetation and the atmosphere was found to be a major item in the evapotranspiration energy balance, although it is generally a minor item in the annual energy balance of a lake or reservoir. The development of a suitable field instrument for direct measurement of conducted energy appears desirable.

RÉSUMÉ

Afin de mettre à l'épreuve la validité de la méthode de la «énergie-balance» pour mesurer l'évaporation et la transpiration, on a fait un étude sur le terrain en 1958 à un site où on a pu déterminer l'évaporation et la transpiration au moyen d'un budget de l'eau. La précipitation était la source unique de l'eau de l'infiltration. Il n'y avait pas d'écoulement de la surface. On a déterminé les changements dans l'emmagasinement de l'humidité du sol par échantillonneur et par un compteur neutron-dispersant. L'eau souterrain était trop profond pour donner de l'eau à la végétation.

L'évaporation et la transpiration qu'on a calculé du budget de l'eau ont été moins grandes que celles calculées de la «énergie-balance». On a trouvé que l'échange de l'énergie comme chaleur sensible entre la végétation et l'atmosphère était un facteur majeur pour la «énergie-balance» de l'évaporation et de la transpiration bien qu'il est en général un détail peu important dans la «énergie-balance» annuelle d'un lac ou un réservoir. On espère qu'un instrument qui est utile hors du laboratoire pour le mesurage direct de l'énergie conduite soit développé.

1. INTRODUCTION

The need for a satisfactory method for measuring evapotranspiration has long been recognized by hydrologists. For studies of the water balance of river basins and other large areas, evapotranspiration has been computed as the difference between rainfall and runoff. In the United States, Langbein (1949) found that long-term average precipitation was 30 inches and runoff to the oceans about 9 inches, leaving a difference of 21 inches attributable to evapotranspiration. In the 17 Western States the average annual precipitation is approximately 2,000 maf (million acre-feet), but the portion withdrawn by man for his use is small. MacKichan (1957) estimated that in these States withdrawals for irrigation in 1955 were 67 maf; those for rural, municipal, and industrial uses totaled only 5 maf. Meyers (1960) has computed that the gross annual evaporation from fresh-water lakes, reservoirs, ponds, rivers, and streams in the 17 Western States is approximately 25 maf. Thus, most of the total supply of 2,000 maf is returned to the atmosphere by evapotranspiration from natural vegetation and land surfaces.

On the basis of long experience, irrigators know approximately how much

⁽¹⁾ Physicist, U.S. Geological Survey Denver, Colo.

⁽²⁾ Hydraulic Engineer, U.S. Geological Survey, Denver, Colo.

water various kinds of crops use, but there is little accurate information available on the evapotranspiration rates of various kinds of natural vegetation. Much attention has been given to the wasteful use of water by certain phreatophytes. Robinson (1952) estimates that in the 17 Western States nonbeneficial use of water by phreatophytes may be as much as 25 maf per year. In a report on the use of water by irrigated crops, prepared by the U.S. Bureau of Reclamation (1952), consumptive use is defined as «the quantity of water absorbed by the crop and transpired or used directly in the building of plant tissue together with that evaporated from the crop area». Consumptive use ranged from 3 acre-feet per acre in New Mexico, in an area where cotton was the predominant crop, to 1.59 acre-feet per acre in Oregon, where the crops included cereals, hay, and garden truck.

Many of the available data on consumptive use were obtained for river basins or irrigated areas where evapotranspiration could be calculated as the difference between rainfall and runoff. Although useful for planning purposes, these data are of limited value because, necessarily, they are average figures for a large area on which the vegetation is not uniform. What is needed are reliable data on evapotranspiration losses for specific types of vegetation, and it appears that these data can be obtained through the use of the energy-balance method.

Evaporation from the oceans and from other water bodies has been computed using the energy-balance method. It is essentially an accounting of all incoming and outgoing energy, the difference being the energy utilized for evaporation. During the Lake Hefner studies of 1950-51, evaporation was determined volumetrically and was used as the control in the experiments designed to test the validity of the energy-balance concept and of certain equations based on mass-transfer theory for computing evaporation. The energy-balance method was found to give acceptable results. It is now being used for the routine measurement of reservoir evaporation losses, and the data are published by the Geological Survey with the records of streamflow. As the energy-balance method is general, there was no evident reason why it could not be used to measure evapotranspiration from vegetation. It was considered desirable, however, that the method be tested with a water-budget control, as was done for evaporation.

2. DESCRIPTION OF THE SITE

The principal requirement for the study site was that it be suitable for the measurement of evapotranspiration with reasonable accuracy using a water-budget accounting technique. It was therefore necessary to measure inflow, outflow, and changes in soil moisture storage with sufficient accuracy so that evapotranspiration, the residual in the water-budget equation, could be computed with some degree of confidence in the results.

After consultation with ground-water geologists and engineers of the Geological Survey, a site was chosen for the evapotranspiration studies in eastern Nebraska approximately 6 miles southeast of the town of Fairmont, in Fillmore County. The area is part of a gently rolling loess plain with a thick soil mantle developed from the underlying loess. The geology and ground-water resources have been described by Johnson and Keech (1959).

At the study site, the Peorian loess is a light-brown silt having a vertical columnar structure and little stratification. It is relatively impermeable. Below the Peorian loess at a depth of about 5 meters lies the Loveland formation. The upland or eolian phase of the Loveland formation is a relatively impermeable loess, generally pinkish brown to reddish. Below the Loveland formation, at a depth of about 15 meters, are the sand and gravel deposits of the Crete formation. It is the shallowest of the

important aquifers in the area. At the Fairmont site, the sand and gravel of the Crete formation was not completely saturated, for the depth to the water table was more than 30 meters. Although there are some areas of perched water near Fairmont, test-hole data indicate that none existed at the experimental site.

The ground slope in the area as determined by topographic mapping is approximately 1 : 750. The flat slope and dense cover of vegetation permitted little if any runoff. The site lies about 1,000 feet from the concrete runway of an airport constructed for training purposes during World War II. At that time brome grass was planted over much of the airport area. In recent years much of the airport land has been planted to corn and other grains. During the summer of 1958 the ground cover was primarily alfalfa, but contained some oat stubble, sweet clover, and a few weeds. When soil samples were being obtained roots were twice found at a depth of 450 cm, but they could not be definitely associated with the present vegetation. The fact that the vegetation was not entirely one species was of no consequence in the studies, for the object was not to measure the evapotranspiration from a certain species but to test whether the energy-balance method was suitable for the purpose. The principal requirements were that the vegetation be low and the cover fairly dense.

Meteorologic data for the site were obtained from the U.S. Dept. of Agriculture (1941). Normal annual precipitation at Fairmont is approximately 70 cm, of which 75 percent falls during the period April to September. Average January temperature is -5°C and average July temperature is 25°C . The average date of the last killing frost in the spring is May 5, and the first in the fall is October 7.

3. THE WATER-BUDGET CONTROL

Measurement of most water-budget items posed no problems. Precipitation was the only item of inflow, and it was measured using a standard 8-inch rain gage at the site. A special tipping-bucket accessory was used to provide a record of rainfall intensities on an operations recorder. No surface outflow from the test site area was detected, so that evapotranspiration, the answer sought in the water-budget equation, was the only item of outflow.

The determination of changes in soil-moisture storage was not as simple as measurements of inflow and outflow. For a lake or reservoir, the measurement of changes in water storage requires only a record of changes in stage, but for soil the problem is complicated by the fact that different soils possess different capacities for holding moisture and that the spatial variation of soil moisture is far from uniform.

It was decided that changes in soil-moisture storage should be computed on the basis of samplings at approximately monthly intervals. The sampling site was a square, each side 60 meters long. The main square was divided into 4 equal subsquares. For the monthly samplings coordinates of 2 points in each subsquare were obtained by lot. Two points were used in each of the 4 subsquares in order to determine the variance in soil moisture within each subsquare and among the 4 subsquares. The eight holes were made with an auger; two to a depth of 1,050 cm, two to a depth of 750 cm, and four to a depth of 650 cm. Samples were taken at the surface and at depths of 35, 50, 75, 100, 150, 250, 350 cm, etc. At alternate sample depths in each hole the auger was removed and a core sampler was inserted to obtain a volumetric sample. The samples were placed in metal cans, sealed with tape, and taken to the field laboratory for immediate weighing and oven drying.

A buried soil derived from the Loveland formation was found at a depth of about 520 cm. It was apparently impermeable to soil moisture, so that all changes in soil moisture were assumed to have occurred between the surface and a depth of 600 cm. The total soil moisture in the 400-to 600-cm layer (across the soil interface)

remained fairly constant throughout the study period. The average storage in this layer was 75.9 cm of water, and the maximum deviation from the average was 1.9 cm, or only 2.5 percent.

The results of the soil-moisture samplings and the rainfall measurements provide the water-budget figures of evapotranspiration given in table 1.

TABLE 1

Evapotranspiration computed from the water-budget at Fairmont, Nebr., experimental site for selected periods
(in cm of water)

Period, 1958		Change in soil-moisture storage	Precipitation	Evapotrans- piration
From	To			
April 14	May 13	+ 1.9	7.1	5.2
May 13	June 9	- 23.0	4.0	27.0
June 9	July 15	+ 9.3	15.2	5.9
July 15	Aug. 5	- 2.7	9.5	12.2
Aug. 5	Sept. 2	- 13.2	5.6	18.8
Sept. 2	Sept. 29	+ 6.4	14.2	7.8
Total			55.6	76.9

Considerable thought was given to methods of determining the manner in which soil-moisture storage changed between samplings. In a similar but unsuccessful study in 1953 and 1954, electrical resistance soilmoisture blocks or units of several types were buried at various depths at the center of each of the 30-meter subsquares. The resistance and temperature of each block was measured almost every day in the hope that the data would provide a means of delineating the changes in soil moisture between monthly samplings. Many man-months of effort were expended in analyzing the data, but it was found impossible to separate the change in resistance of the blocks with age from the change in resistance caused by changes in soil moisture. Similar results were obtained by Remson and Fox (1955), who noted that successive laboratory calibrations of soil moisture did not agree because of the effects of chemical quality of water, drying techniques, and other factors. For the studies at Fairmont it was decided not to use electrical soil-moisture units and to rely instead on a newly developed neutron-scattering soil-moisture meter.

The instrument selected for use in measuring changes in soil moisture had a 20-mc actinium-beryllium source and a boron-trifluoride counter tube in a probe about 4 cm in diameter and 40 cm long. The number of returning slow neutrons was recorded on a decade scaler for a statistically determined period of time controlled by an automatic timer. For the neutron source used and for the amounts of soil moisture at Fairmont, a counting period of 90 seconds was selected. A total of 10 entrant pipes were installed at the experimental site, the maximum depth being 680 cm. The probe was lowered into each pipe and soil moisture measured at the same depths at which the monthly samples were obtained. Readings were obtained approximately twice weekly.

Two techniques were used to calibrate the instrument. An entrant pipe was installed at the field laboratory one-half mile from the experimental site. Soil conditions were similar at the two locations. The soil-moisture meter counts were plotted against soil-moisture data obtained by sampling five holes around the pipe. A similar calibration was made using soil-moisture meter counts obtained in the 10 entrant pipes at the experimental site at the same time the monthly soil samples were being taken in the 8 augered holes. Presentation of the detailed results of the soil-moisture measurements made with the neutron-scattering instrument is beyond the scope of this report, but the accuracy of the data appears to be far better than can be obtained with electrical soil-moisture units. The complete data will be contained in a report being prepared for publication by the U.S. Geological Survey.

4. ENERGY-BUDGET AND MASS-TRANSFER INSTRUMENTATION

The energy-budget method is an accounting of all incoming and outgoing energy, the difference, after allowing for changes in energy storage, being the energy utilized for evaporation. The basic instrument used for measuring radiation was the net-exchange radiometer, which measures the difference between incoming radiation, both solar and atmospheric, and outgoing radiation reflected from and emitted by the vegetation. Periodic measurements of soil temperatures at 13 depths at the site were recorded for use in conjunction with the soil-moisture data to compute changes in energy stored in the soil. The energy conducted to the atmosphere as sensible heat was computed by use of the Bowen ratio (which will be discussed in a section to follow). The data needed for the Bowen ratio computations are temperature and humidity profiles, which were obtained with the instruments required primarily for the mass-transfer studies.

Mass-transfer theory involves measurement of the factors affecting the actual removal of water vapor from the vegetation (or water surface) by processes of turbulent diffusion and transport. The basic data required are windspeed, temperature, and humidity at various levels. Windspeeds were measured with cup-type anemometers at heights of $\frac{1}{2}$, 1, 2, and 8 meters above the vegetation. The anemometers were calibrated in place by comparison with Casella anemometers previously calibrated in a wind tunnel by the National Bureau of Standards.

Temperature and humidity within the vegetation were measured at two places using an integrating device dubbed a «hexapus». This was a cylindrical mixing chamber 10 cm in diameter and 15 cm high, with six inlets to which lengths of plastic hose about 1.5 meters long were attached. The ends of the hoses were placed at various heights in the vegetation so that a composite air sample was obtained. A suction pump was used to draw the sample into the mixing chamber where its humidity was measured with copper-constantan thermocouples. Thermocouples at the hose ends gave an average temperature in the vegetation.

At the $\frac{1}{2}$, 1, 2, and 8 meter levels, temperature and humidity were measured with a thermocouple psychrometer of the type designed by Bellaire and Anderson (1951). The thermocouples are shielded from direct solar radiation and the wet bulb does not require artificial ventilation.

The radiation and temperature data were recorded on multichannel strip-chart recording potentiometers. For example, a 16-channel instrument was used to record soil temperatures at the various depths. The instrument operated on a 30-second cycle, so that each temperature was recorded at 8-minute intervals. A total of three recorders was used for the radiation and temperature data, so that on the average, an observation was recorded once each 10 seconds, night and day, during a period of $5\frac{1}{2}$ months, a total of some 1,400,000 observations. It was recognized that

processing these data manually would have been a Herculean task, so equipment was designed and constructed to permit auxiliary recording of the data in the field on punched paper tape in addition to the graphical record. The punched tapes containing the basic field data were fed into an electronic digital computer, which performed the radiation and psychrometric computations and tabulated hourly and daily averages of each item.

5. ENERGY BUDGET

5.1. *The equation*

The energy budget across the vegetation blanket was considered to be given by the equation

$$Q_n + Q_v - Q_e - Q_h = Q_\theta \quad (1)$$

where Q_n is the net radiative energy exchange received at the vegetated surface,

Q_v is the net incoming advected energy,

Q_e is the energy of latent heat of evaporation,

Q_h is the conducted energy from the vegetation to the atmosphere.

Because all of the above are time integrals over finite periods of about a month's duration, we may set them equal to the increase in heat storage in the ground below the vegetation blanket, Q_θ .

The divergence terms describing energy flows, radiative, latent, and thermal, within the blanket are neglected. The assumption is that net flows do not affect the energy budget. This is tenable because the sample plot was identical with its surroundings for considerable distances in each direction.

The terms describing change in heat storage in the vegetation bulk, kinetic energy transfer at the upper surface, bacterial action, and metabolic heating, are considered numerically small compared with the other terms. At least part of the metabolic heating would be included in the Q_h term. In soil temperature analyses, the heat of wetting is neglected.

The instrument for measuring Q_n has been described. The advected energy term Q_v was given as the heat content of rain using the wet bulb temperature at 1/2-meter elevation as rain temperature. Net runoff was considered to be zero, contributing nothing to the Q_v term. Conducted heat in sensible form was taken into account by using the ratio of the lost latent heat to the conducted heat, that is, the Bowen ratio. The change in thermal energy storage, Q_θ , was evaluated by using temperature measurements in the ground, calorimetrically determined specific heats of the inert soil material from samples, and soil moisture as given by volumetric soil samples. The use of measured soil moisture to compute evapotranspiration is logically circuitous, but serves as a check on the methodology. In practical application, this of course could not be done. Analyses of the results from heat flow meters, measured thermal gradients at the soil surface, and other methods of approximating the heat storage term may prove adequate for the purpose. At any rate, the term is small compared to the others in an evapotranspiration energy budget, quite in contrast to a lake evaporation energy budget.

5.2. *Results of computations*

A tabulation of the seasonal averages of the energy-budget items, temperatures, and vapor pressures used in the energy-budget calculations is given below. Numerical subscripts give level of observation in meters above the vegetation:

$$\begin{aligned}
Q_n &= 326.6 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1} \\
Q_v &= 5.5 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1} \\
Q_g &= 12.6 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1} \\
T_0 &= 13.66^\circ\text{C} \text{ (average of two aspirators)} \\
T_{1/2} &= 18.83^\circ\text{C} \\
T_1 &= 18.85^\circ\text{C} \\
T_2 &= 18.98^\circ\text{C} \\
T_8 &= 19.20^\circ\text{C} \\
e_0 &= 17.92 \text{ mb (average of two aspirators)} \\
e_{1/2} &= 16.58 \text{ mb} \\
e_1 &= 16.41 \text{ mb} \\
e_2 &= 16.18 \text{ mb} \\
e_8 &= 15.64 \text{ mb}
\end{aligned}$$

Evapotranspiration in the season of 168 days was 76.9 cm, of which 55.6 cm came from precipitation. The seasonal-average consumption was 0.458 cm per day.

Using the seasonal values listed above, evapotranspiration was calculated with the energy-budget equation. The Bowen ratio was calculated between various levels as tabulated below, the Bowen ratio being defined as the difference quotient $0.61(T_i - T_j)/(e_i - e_j)$ where i and j refer to two levels of measurement above a vegetation height defined by traverses of the experiment site.

TABLE 2

Seasonal evapotranspiration computed from the energy-budget using Bowen ratios based on measurements at various levels

Levels (meters)	Bowen ratio	Evapotranspiration (cm per day)
0, 1/2	-.1269	.601
0, 1	-.0768	.571
0, 2	-.1122	.591
0, 8	-.1445	.613
1/2, 1	-.0718	.566
1/2, 2	-.3750	.918
1/2, 8	-.2401	.687
2, 8	-.2485	.694

It is apparent that the results are unsatisfactory; they are all higher than the average obtained from the water-budget. Although certain trends may be speculated upon, it would probably be unprofitable. We have no reason to question the radiometer values, and advected energy and changes in stored energies are small. Thus the Bowen ratio is open to question, particularly the assumption that conducted heat varies directly as the temperature gradient. Recent work (Kao, 1959) allows the buoyant forces to be considered, but analyses are not yet complete.

To consider the effect of changing the length of period, we may use periods of approximately a month instead of an 168-day period. Results are given in table 3.

TABLE 3

Effects on the evapotranspiration rate of using data from various levels

Period, 1958		Water-budget evapotranspiration (cm per day)	Levels (1) (meters)	Energy-budget evapotranspiration (cm per day)
From	To			
April 14	May 13	0.179	0, 1	.357
			1/2, 1	.408
			2, 8	.497
May 13	June 9	1.003	0, 1	.659
			1/2, 1	.775
			2, 8	.695
June 9	July 15	.164	0, 1	.553
			1/2, 1	.576
			2, 8	.803
July 15	Aug. 5	.582	0, 1	.643
			1/2, 1	.548
			2, 8	.715
Aug. 5	Sept. 2	.670	0, 1	.715
			1/2, 1	.582
			2, 8	.879
Sept. 2	Sept. 29	.285	0, 1	.498
			1/2, 1	.416
			2, 8	.680

(1) Levels used in computing Bowen ratio.

Upon consideration of the short-period results, we find fortuitous agreement at best. Again the Bowen ratio is in question.

Solving the energy budget for evapotranspiration rate, we have

$$E = \frac{Q_n + Q_v - Q_\theta}{\rho L(1 + R) + c_p \rho T_i} \quad (2)$$

where E is evapotranspiration rate,

L is latent heat at the temperature T_i ,

R is the Bowen ratio, Q_n/Q_v ,

T_i is the temperature at the lowest level used in the Bowen ratio calculation,

c_p the specific heat of water, and

ρ the density of water.

The term $c_p \rho T_i$ is the heat carried away by the thermal mass of the evaporated water.

Comparing the numerator of equation 2 with measured evapotranspiration, as given in the following table, confirms the fact that the numerator is not the most significant variable:

Period, 1958		Numerator of eq. 2 (cal cm ⁻² day ⁻¹)	Water-budget evapotranspiration (cm day ⁻¹)
From	To		
April 14	May 13	257.7	0.179
May 13	June 9	330.0	1.003
June 9	July 15	367.2	.164
July 15	Aug. 5	371.1	.582
Aug. 5	Sept. 2	336.2	.670
Sept. 2	Sept. 29	243.4	.285

The radiative energy exchange is at least 95 percent of the numerator. Thus the significance of the denominator, which contains the conducted energy term, is demonstrated.

It is enlightening to compare similar periods for a large lake. Consider the same equation with data obtained at Lake Mead, Nevada-Arizona, in 1953:

[Based on data of Koberg (1958)]

Period, 1953		Numerator of eq. 2 (cal cm ⁻² day ⁻¹)	Energy-budget evaporation (cm day ⁻¹)
From	To		
April 1	April 27	220	0.421
April 28	May 27	378	.740
May 28	June 29	341	.706
June 30	July 29	358	.687
July 30	Aug. 26	423	.765
Aug. 27	Sept. 28	481	.822

Here the net radiative exchange is about 70 percent of the numerator, on the average. With one exception, which was a period of very high inflow, there is a constant increase of evaporation with increasing numerator.

Thus we have much less dependency upon the denominator. What happens is that radiant energy goes into storage easily; the conducted heat transfer at the surface is not of large magnitude. Experience has shown that for this reason the Bowen ratio is quite adequate on lakes and reservoirs. The validity of the Bowen ratio is of less practical significance for evaporation than for evapotranspiration.

To use the energy budget to determine evapotranspiration accurately we must be able to evaluate either the conducted energy term or, equivalently, the Bowen ratio. Aerodynamic theories for the evaluation of either generally assume that steady-state conditions prevail. Spatial or time fluctuations in the variables such as wind, vapor, and temperature profiles usually lead to formidable mathematical complexities and measurement difficulties, which argues for the direct determination of the conducted heat by means of a suitable instrument. Further information on the diffusivity

coefficients for momentum, temperature, and vapor as affected by stability and surface roughness is desirable. The question of radiative diffusivity also deserves attention.

6. SUMMARY AND RECOMMENDATIONS

An alfalfa-covered site in Nebraska was chosen to test the energy-budget method of determining evapotranspiration. A water budget was carefully determined for use as a control. The amounts of evapotranspiration for both the 168-day season and shorter periods within the season did not agree well. The apparent source of the lack of agreement lies in the inadequacy of the Bowen ratio to describe fully the conducted energy term in the energy budget.

Because the vegetation utilized very little of the impinging radiant energy in metabolism and because a large portion of the shortwave solar energy went into heating within the vegetation blanket, very little energy went into increasing heat storage in the soil. The vegetation blanket thus became a heat-exchanger requiring careful analysis because of the numerical significance of the conducted heat term in the energy budget.

Although the results presented here are not fully satisfactory, the fact remains that the energy-budget method is a comprehensive approach, and with more detailed analysis of the conducted-energy term should become useful for measuring evapotranspiration. It is recommended that direct measurement of this term be attempted by suitable instruments and that research into the aerodynamic aspects of the indirect determination of the conducted-heat term be continued.

REFERENCES

- BELLAIRE, F.R., and ANDERSON, L.J., 1951, Thermocouple psychrometer for field measurements: *Am. Meteorol. Soc. Bull.*, v. 32, no. 6, p. 217-220.
- JOHNSON, C.R., and KEECH, C.F., 1959, Geology and ground-water resources of the Big Blue River basin above Crete, Nebraska: *U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper* 1474, p. 1-47.
- KAO, SHIH-KUNG, 1959, Turbulent transfer in the boundary layer of a stratified fluid: *Jour. Meteorol.*, v. 16, p. 497-503.
- KOBERG, G.E., 1958, Energy-budget studies, in Water-loss investigations: Lake Mead studies: *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 298, p. 28, 35.
- LANGBEIN, W.B., and others, 1949, Annual runoff in the United States: *U.S. Geol. Survey Circ.* 52, p. 5.
- MACKICHAN, K.A., 1957, Estimated use of water in the United States, 1955: *U.S. Geol. Survey Circ.* 398, table 9.
- MEYERS, J.S., 1960, Evaporation from the 17 Western States: *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 272 D (in press).
- REMSON, IRWIN, and FOX, G.S., 1955, The displacement of calibration curves for electrical soil-moisture units: *Am. Geophys. Union Trans.*, v. 36, p. 821-826.
- ROBINSON, T. W., 1952, Phreatophytes and their relation to water in western United States: *Am. Geophys. Union Trans.*, v. 33, p. 60.
- U.S. Bureau of Reclamation, 1952, Use of water on Federal irrigation projects, table 1 A.
- U.S. Dept. of Agriculture, 1941, Climate and man, p. 968.

EVAPOTRANSPIRATION MEASUREMENTS IN A STRING FEN IN NORTHERN FINLAND

J. VIRTÄ

Finnish Hydrological Office, Helsinki.

SUMMARY

The purpose of this investigation was to study the amount of evapotranspiration from a fen in the far North. That was observed to be quite great. Measured evapotranspiration was compared with evapotranspiration computed by Penman-formula. It was noticed that computed and measured evapotranspiration gave similar results.

In summer 1959 an evapotranspiration station, set up by Hydrological Office was in operation in a string fen in Korvanen (N. Lat. $67^{\circ}56'$, E. Long. $27^{\circ}48'$). The evapotranspirometer employed here was of the simpler construction used by Mather (Mather, 1950). The evapotranspirometer tank buried in soil was 1 square meter in surface area and 50 centimeters deep. The tank was filled with water and bog peat. First the bottom was covered with pieces of bog peat and this layer again was covered with a uniform plate of bog peat 20-30 centimeters thick, cut out from the fen. Water was added to the level of the surface of the peat. For measuring evapotranspiration in the evenings a known amount of water was poured into the tank sufficient for making up the evaporation, and in the mornings the excess water, which had percolated into the overflow tank was measured. Two such units were employed at this station. For comparison evaporation was also measured from a water filled pan with a surface area of 1 square meter and depth 25 centimeters. This was set on the surface of the soil.

Of climatic factors observations were made of rainfall, wind velocity (by an anemometer installed at the height of 1.50 meters above the ground), radiation of



Fig. 1 — General picture of the evapotranspiration station August, 8, 1959.

sun and sky (measured by bimetal actinograph by Robitzsch) and radiation reflected from the soil surface (measured by Moll-Gortzinsky solarimeter). Also observations of air temperature and humidity measured at the height of 2 meters above ground as well as that of the temperature profile of the soil, carried out by Meteorological Central Institute, were available.

Fig. 1 is a general picture of the station. On the left the instruments for measuring reflected radiation is seen. In the centre the evapotranspirometers and on the right the overflow tanks and the box of the balance for weighing water are seen. In the background there are the strings. The photo has been taken in direction E.N.E.

The fen where the station is situated is a string fen, bare of trees, typical for Lapland. The dominant vegetation in the environment were *Drepanocladus* and the 10-20 centimeters high *Menyanthes trifoliata*, and *Carex limosa*. The ground water table close to the station was level with the surface of the fen. In the surroundings the water table varied being in some places 50 centimeters under the surface and in other places a little over the surface. About 80 per cent of the fen had the water table near the surface. This kind of ground water table condition prevailed throughout the whole summer. Characteristical for the fen were also the 1 meter wide strings, which allowed a more firm ground for crossing.

TABLE 1

Observation results from Korvanen in summer 1959

Period 1959	Evapotrans- pirometer		Water pan mm	Evapotr. computed mm	Rain- fall mm	Radiation kg cal/cm ²	Mean tempe- rature C°
	1 mm	2 mm					
June 5-9	27.8	24.4	23.6		4.7	2.56	15.9
10-14	29.2	28.4	26.6		9.2	2.55	12.6
15-19	19.6	20.2	19.3	22.0	3.0	2.14	11.4
20-24	20.9	23.4	21.4	22.9	0.3	2.70	12.1
25-29	16.2	17.5	17.9	18.6	3.8	2.32	7.7
30-4 July	18.6	19.8	20.4	19.3	—	2.17	12.5
5-9	18.3	17.7	19.5	18.9	21.5	1.94	15.3
10-14	16.0	16.7	17.5		3.2	1.87	12.4
15-19	19.3	20.0	20.2	17.7	3.6	2.25	14.0
20-24	23.0	24.1	26.4	20.2	0.2	2.57	16.9
25-29	15.2	15.9	15.5	15.5	13.4	1.78	11.7
30-3 August	11.6	8.7	11.8	12.2	0.7	1.65	10.8
4-8	11.8	9.2	10.6	9.9	33.5	1.32	13.9
9-13	16.1	14.3	18.3	15.9	1.8	2.01	12.7
14-18	17.7	15.2	19.8	15.4	0.1	1.91	17.9
19-23	13.0	11.5	11.3	11.6	4.3	1.31	11.1
24-28	5.6	6.0	4.3	6.5	40.3	0.77	9.4
Total	299.9	293.0	304.4		143.6	33.82	

Except for the last column Table 1 shows the five day totals for some observation results in Korvanen. They indicate that the evaporation was at its greatest at the beginning of the time of observation. Furthermore, it is seen, that the evaporation from the water pan and the evapotranspirometer was practically the same. From the column rainfall it is seen that June was rather dry, whereas the precipitation in July and August was about normal.

In the evapotranspirometer 1 the water level was maintained level with the surface of the peat throughout all the summer. The evapotranspirometer 2 was treated alike during June and July, but on July 31, the water level was here sunk by 1.3 centimeters. One observes that the evaporation decreased. The last five day period seems to indicate that when the evaporation is small the sinking of the water level does not affect the evaporation. One may perhaps draw the conclusion, that when the water table is near the surface of the soil, the evaporation in general depends upon the height of the water table.

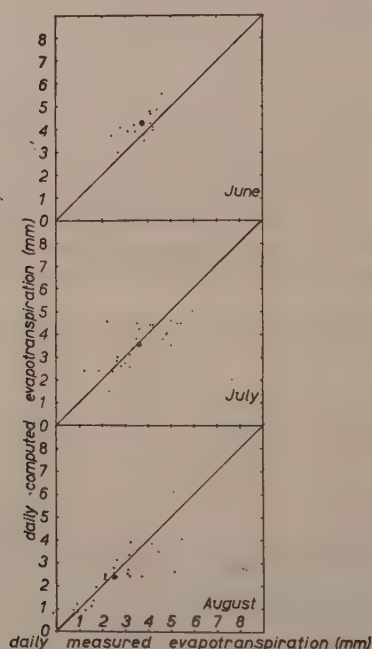


Fig. 2 — Computed daily evaporation plotted against the measured ones during different months of observation.

The results have been compared with evaporation computed by the Penman-formula (Penman, 1956). In these computations the measured sun and sky radiation has been used, but the reflectivity of an imagined water surface used by Penman, has been substituted by the measured albedo of the fen surface. No correction coefficient was used. The computed evapotranspiration in Table 1 has been computed in such a way. In Fig. 2 the computed daily evaporation has been plotted against the measured ones. The circles show the monthly mean values. Correlation coefficient

0.84 was obtained for the relation between the measured and the computed daily evaporation. The same figure was obtained for the evapotranspirometer and for the water pan. Correlation coefficients obtained for the relation between the short-wave radiation and the evapotranspiration, and the short-wave radiation and the evaporation from the water pan were 0.79 and 0.83 respectively. In all computations 10 items of pairs of value were used.

Furthermore, the distribution of energy during different months will be discussed. In Table 2 the energy has been presented in sums for periods in question. The effective long-wave radiation has been obtained from computations of air temperature, vapor pressure and duration of sunshine.

TABLE 2

Distribution of energy at the evapotranspiration station

	June 5-30		July 1-31		August 1-28	
	kg cal/cm ²	per cent	kg cal/cm ²	per cent	kg cal/cm ²	per cent
Sun and sky radiation	12.9	100	12.6	100	8.4	100
Reflected radiation	2.1	16	2.0	16	1.3	16
Effective back radiation	2.7	22	3.0	24	2.8	33
Increase of energy in soil	0.3	2	0.2	1	0.1	1
Evapotranspiration	7.0	55	6.5	52	4.2	50
Surplus = energy conducted into atmosphere	0.8	6	0.9	7	0.0	0

It is observed that most of the energy has been used up by the evapotranspiration, whereas the amount of energy used for warming the soil is quite small. In the course of summer the role of the evapotranspiration decreases, while the role of long-wave radiation increases. The albedo of the fen surface was calculated as a mean from the data of the whole summer and thus in Table 2 the role of the reflected energy remains constant.

REFERENCES

- MATHER, J.R. Micrometeorology of the surface layer of the atmosphere, Johns Hopkins Lab. Interim. Rep. 10, 21-22. 1950.
 ENMAN, H.L. Estimating evaporation, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 37, 43-50. 1956.

THE EFFECT OF DRY PERIODS ON THE MOISTURE CONTENT OF THE SOIL IN SOME DUTCH POLDERS

A.G. BRUGGEMAN

(Netherlands)

SUMMARY

Where the soil is cultivated the amount of moisture in it which is normally available for the plants diminishes quickly in periods of summer drought.

The course of the decrease and its limit in extreme cases depend on many factors, such as the nature of the soil, vegetation, the duration of the drought, etc.

Therefore its effect on water control and on crops varies widely.

Practical data on the decrease in the moisture content of good, well-treated soils in extremely dry periods may be of importance when solving certain problems of water control.

1. INTRODUCTION

Where the soil is cultivated the amount of moisture in it which is normally available for the plants diminishes quickly in periods of summer drought.

The course of the decrease and its limit in extreme cases depend on many factors, such as the nature of the soil, vegetation, the duration of the drought, etc.

Therefore its effect on water control and on crops varies widely.

Practical data on the decrease in the moisture content of good, well-treated soils in extremely dry periods may be of importance when solving certain problems of water control.

2. SOIL MOISTURE DEFICIENCY

According to the foregoing the soil moisture deficiency is the quantity of water required to replenish the soil to field capacity.

As a rule it is not easy to establish soil moisture deficiency.

Measurement of the moisture content in several places gives some indication; this method, however, is unreliable when the deficiency is large.

Readings, taken of gauge tubes give an idea of the course of the deficiency (fig. 1, 2). However they cannot be translated simply into correct deficiency figures.

When water control in rainy periods is well organised as is the case in many Dutch polder areas, the deficiency can sometimes be fairly well determined. In fact, the deficiency is the amount of water supplied to the soil in the period between the moment of lowest moisture content and the moment at which normal drainage starts less the evapo-transpiration during that period. In several cases these amounts can be established more or less accurately (fig. 3, 4, 5).

The deficiency can be established more accurately in a number of Dutch polders where reliable data are available on rainfall and on the quantities of water supplied and drained. A description of this method in two Dutch polders is given below.

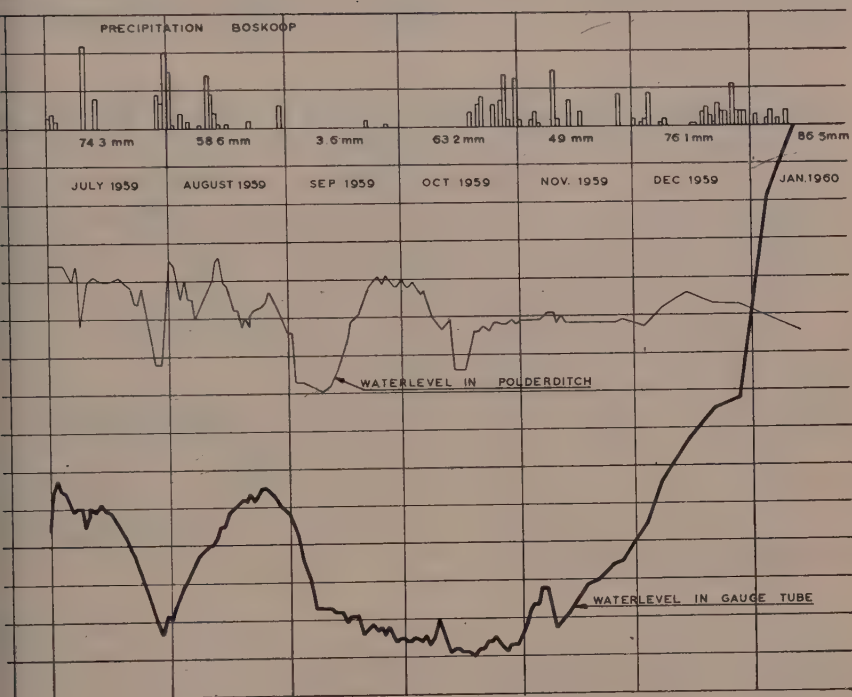


FIG. 1

3. WIERINGERMEER POLDER (50,000 ACRES) AND NOORDOOSTPOLDER (120,000 ACRES)

These large polders lie in what used to be called the Zuiderzee, but which since its damming off in 1932 has been called Lake IJssel. They were drained and reclaimed in the years before 1935 and 1945 respectively.

The soil consists mainly of light, medium and heavy sandy clay and is used mostly as arable land, only about 15 % being grassland.

The surface is from ten to fifteen feet below sea level.

A number of rain gauges have been placed in each polder, giving a good idea of the precipitation.

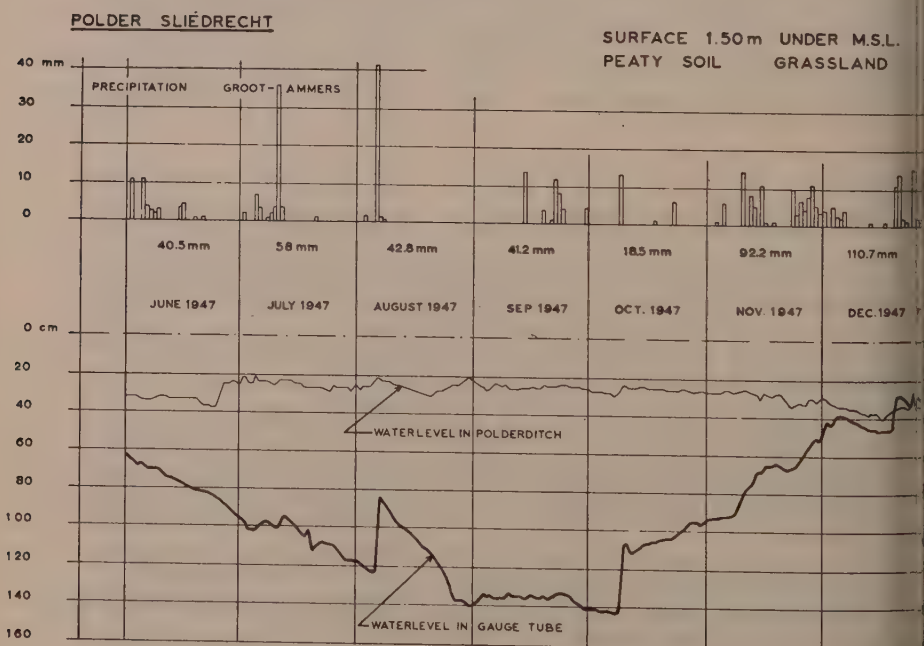
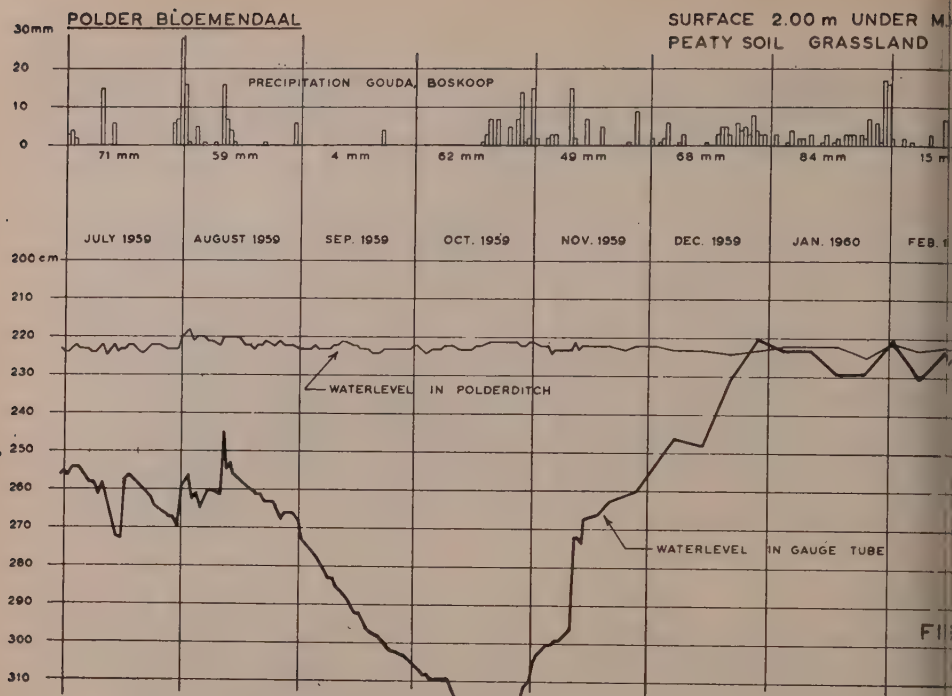
The quantity of water admitted through the locks and sluices on the fringe of the polders, and the water discharged by the pumping stations is measured as accurately as possible.

The Wieringermeer polder consists of four sections in each of which a different water-level is maintained; the Noordoostpolder has two such sections.

In all sections natural percolation (seepage) causes water to seep into the polder, especially in the lowest sections.

The annual trend of percolation there is reasonably well known.

Since almost the entire area is equipped with drains the total area of open canals is only a small fraction of the total area of polderland.



MAX. DECREASE ON OCT. 7
 NORM DISCHARGE ON DEC. 24
 PRECIPITATION (EFF.) $0.9 \times 155 = 140$ mm
 PERCOLATION $76 \times 0.3 = 23$ mm
 EVAPORATION $20 \times 10 \div 5 = 39$ mm
 DEFICIENCY ≈ 130 mm

SURFACE 1.50m UNDER M.S.L.
PEATY SOIL GRASSLAND

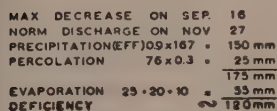


FIG. 4

SURFACE 0.5m UNDER M.S.L.
SANDY CLAY ARABLE LAND.

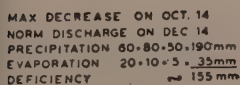


FIG. 5

4. EVAPORATION AND SOIL MOISTURE DEFICIENCY IN THESE FOLDERS

Plausible figures for the evapo-transpiration and for the volume of water stored in the ground during the winter months facilitate computing the average percolation in winter and that for each month separately.

This allows us to establish the annual evaporation volume and, since evaporation varies only slightly in the months November to March incl., we can also calculate the evaporation volume for the summerperiod (fig. 6).

Annual evapo-transpiration quantities

Year	Noordoostpolder mm	Wieringermeer mm
1947	480 (440)	505 (465)
48	485 (440)	490 (445)
49	475 (435)	475 (435)
50	525 (475)	560 (510)
51	485 (440)	495 (450)
52	455 (415)	450 (410)
53	495 (450)	470 (425)
54	455 (405)	465 (415)
55	415 (380)	415 (380)
56	450 (405)	430 (385)
57	495 (440)	495 (440)
58	490 (450)	460 (420)
59	475 (425)	465 (415)
(13 years) mean	475	475

Between (): values per summer period (April to October incl.)

Fig. 6

In addition, the Penman values enable us to estimate the actual evaporation per unit of time during the vegetation period. As is known, these Penman values (fig. 7) represent the potential evaporation. Here the actual evaporation per unit of time has been estimated by spreading the evaporation per vegetation period evenly over the months April to October incl., the month being used as the unit of time.

Penman-values (in mm)
Hoorn

	Jan.	Feb.	M.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Year
1947	2	13	34	87	126	147	154	144	87	36	20	6	856
48	10	23	42	85	125	137	124	101	70	36	13	8	774
49	10	22	44	93	106	128	125	108	70	35	13	11	765
50	6	26	44	81	96	148	120	105	59	33	12	2	732
51	6	16	39	78	106	127	116	94	55	32	15	7	691
52	9	15	36	84	115	117	123	97	58	28	8	2	692
53	3	15	30	77	106	108	125	101	67	23	11	1	667
54	9	14	30	79	117	119	108	85	66	27	11	5	670
55	6	18	35	69	102	120	130	105	64	25	7	5	686
56	9	13	38	65	114	106	99	90	56	27	10	5	632
57	4	16	40	85	110	159	127	101	55	27	12	3	739
58	4	20	34	74	98	116	123	90	70	26	5	2	662
59	5	9	39	84	132	162	157	115	83	45	5	6	842
mean	6	17	37	80	112	130	126	103	66	31	11	5	724

Fig. 7

Precipitation in the vegetation periods
in mm

Noordoostpolder

	April	May	June	July	Aug.	Sept.	May/Aug.
1947	48	22	74	76	62	59	234
49	72	62	25	33	58	62	178
52	23	28	54	108	78	92	268
55	18	72	39	31	53	58	195
59	38	20	39	47	54	2	160

Wieringermeer

	April	May	June	July	Aug.	Sept.	May/Aug.
1947	49	25	49	81	64	33	219
49	69	60	15	19	66	52	160
52	18	16	48	54	66	117	184
55	21	73	36	15	34	78	158
59	36	30	26	37	43	3	136

Fig. 8

Now that both the evaporation volume and the quantity of water being supplied and drained monthly are known, the decrease in the moisture content of the soil can be computed (fig. 9).

Soil moisture deficiency
Total amount in mm at the end of each month

Noordoostpolder (section I)
annual percolation = $k = 165$ mm

	March	April	May	June	July	Aug.	Sept.
1947	— 7	31	92	96	111	129	106
1949	7	7	18	75	115	130	112
1952	— 4	40	89	107	83	78	36
1955	6	38	29	61	97	102	93
1957	— 5	40	69	130	62	42	1
1959	— 6	11	52	76	97	83	102

Wieringermeer (section III/IV)
annual percolation = $k = 640$ mm

	March	April	May	June	July	Aug.	Sept.
1947	0	26	73	100	103	122	120
1949	0	2	10	64	108	107	99
1952	— 6	39	90	108	124	114	41
1955	9	36	25	58	107	129	88
1957	— 2	41	69	138	104	47	11
1959	— 12	3	34	80	112	118	139

Fig. 9

5. AMOUNT OF WATER REQUIRED FOR GOOD CROPS IN PERIODS OF DROUGHT (1947 TO 1959 INCL.)

The structure and composition of the soil of both the polders mentioned above are of such a nature that the polders produced good to very good crops in the past 13 years, during which time a number of drought periods occurred (1949, 1952, 1955 and 1959). See fig. 8. Rather late in the season of 1947 drought periods occurred combined with high temperatures; crops were then inferior.

Obviously, under the conditions first mentioned we find the least amount of water required per kg of dry substance. For 1955 (fig. 10) these figures are 385 and 460 l. per kg of dry substance per year respectively. For the rainy year 1950 in which the evaporation was high but the crops inferior the figures are 690 and 730 l. per kg of dry substance respectively.

*Crop and annual evapo-transpiration
1955*

This year is characterised by a number of dry periods during the vegetation period, a low evapo-transpiration and a good crop in the Noordoostpolder and a very good one in the Wieringermeer.

<i>Noordoostpolder</i>		<i>Wieringermeer</i>	
precipitation	701 mm	precipitation	620 mm
evapo-transpiration	415 mm	evapo-transpiration	415 mm
crops (per ha)		crops (per ha)	
wintercorn	4000 kg	wheat	4700 kg
summercorn	3900 kg	barley	5400 kg
rape-seed	2400 kg	oats	5300 kg
peas	3800 kg	peas	4300 kg
flax	7300 kg	flax	9200 kg
potatoes	30800 kg	potatoes	31000 kg
sugar-beets	52400 kg	sugar-beets	57800 kg

In the two polders the area of grass, clover and other crops is about 20 %	
quantity of dry substance: about 9,200 kg	quantity of dry substance: about 10,600 kg
quantity of water, required per kg: 460 l.	quantity of water, required per kg: 385 l.

Fig. 10

In addition, the difference to be computed between evaporation and precipitation (fig. 11) during the vegetation period can be an indication of the amount of water to be supplied artificially in identical drought periods in order to obtain good crops in those areas where the soil-moisture capacity is much poorer than in the polders in question.

Precipitation deficiency
Total amount in mm at the end of each month

Noordoostpolder (section I)

	April	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.
1947	1	53	45	58	75	48	—
49	neg	15	77	128	145	125	—
52	38	98	125	98	91	50	—
55	24	10	47	98	109	96	—
57	45	80	159	90	39	neg	—
59	9	66	119	166	169	211	175

Wieringermeer (section III/IV)

	April	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.
1947	4	55	95	107	130	150	161
49	neg	11	81	145	151	146	—
52	39	101	132	161	161	83	—
55	22	14	55	120	151	113	—
57	44	82	170	143	56	neg	—
59	9	50	111	161	180	222	167

Fig. 11

The attention of those in the Netherlands concerned is drawn to this figure because it is important for the new opportunities for water control the completion of the Delta works will create.

A.G. Bruggeman
civil engineer provinciale
waterstaat Zuid-Holland

A TEST OF THE AERODYNAMIC METHOD FOR THE DETERMINATION OF EVAPORATION

J.Q. KEIJMAN

Royal Netherlands Meteorological Institute, De Bilt.

SUMMARY

Evaporation from arable land has been determined in 1958 and 1959 in the period April - November both by the method of the water balance and the aerodynamic method. The results obtained by the two methods are in satisfactory agreement.

1. SITE AND INSTRUMENTS

The research was carried out in the Rottegatpolder situated in the northeastern part of the Netherlands. The experimental field encloses an area of approximately 4 hectares. It is divided by ditches into three equal plots. These three plots have the same water management, tillage of soil and plant cover. The middle plot bears four drainage-lysimeters each with a surface of $25 \times 25 \text{ m}^2$. By means of these lysimeters water balances over periods of a month are made. Details of the experimental field and the computation of the water balance are given by Deij (1954).

In the centre of the field four cup-anemometers and four ventilated psychrometers are at heights of 25, 50, 100 and 200 cm above the ground or in case the field is planted, above the top of the crop. The psychrometers are fitted with thermistors. The anemometers are reliable down to a windspeed of 0.8 m sec^{-1} .

2. THEORY OF TRANSPORT OF WATER VAPOUR

Starting from the logarithmic wind profile

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z + z_0}{z_0} \quad (1)$$

and the identity of the coefficients of transport of momentum and water vapour K_m and K_v , the following equation for vertical transport of water vapour can be derived:

$$E_A = -k^2 \frac{du}{d \ln(z + z_0)} \cdot \frac{d\chi}{d \ln(z + z_0)} \quad (2)$$

where u_* represents the friction velocity, k the constant of von Karman, z_0 the roughness length of the surface, u the mean windspeed and χ the mean density of water vapour.

When the ground is covered with high vegetation such as cereal crops, it is necessary to use an empirical modification of (1). Substituting $z + h$ for z in (1), we have

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z + h + z_0}{z_0} \quad \text{or} \quad u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z + d}{z_0} \quad (3)$$

taking $d = h + z_0$. The level $z = 0$ can now be chosen arbitrarily, for example at the level of the ground or at the top of the vegetation. The equation for the transport of water vapour now takes the form:

$$E_A = -k^2 \frac{du}{d \ln(z+d)} \cdot \frac{d\chi}{d \ln(z+d)}. \quad (4)$$

Equations (2) and (4) are valid only in an atmosphere in adiabatic conditions. In diabatic conditions it is necessary to add to (2) and (4) a factor which is a function of the Richardson number:

$$E_D = -k^2 \frac{du}{d \ln(z+d)} \cdot \frac{d\chi}{d \ln(z+d)} g(Ri) \quad (5)$$

There exists much uncertainty about the function $g(Ri)$. Values of $g(Ri)$ have been determined a.o. by Pasquill (1949) and Rider (1954) above short grass surfaces. In that case we have $d \cong 0$. These authors used a wind law obtained by Deacon:

$$u = \frac{u_*}{k(1-\beta)} \left[\left(\frac{z+z_0}{z_0} \right)^{1-\beta} - 1 \right] \quad (6)$$

in which the parameter β is > 1 , $= 1$ and < 1 in unstable, neutral and stable conditions respectively.

From (6) and assuming $K_v = K_M$, it is easily shown that $g(Ri)$ is given by

$$g(Ri) = \left(\frac{z+z_0}{z_0} \right)^{2\beta-2}. \quad (7)$$

It is possible to obtain the relation between β and Ri (see Pasquill and Rider) and then to compute $g(Ri)$ using (7). Said authors evaluated evaporation in an independent way using small soil evaporimeters. This technique makes it possible to evaluate $g(Ri)$ in a second way.

The agreement of the two methods is good for unstable conditions. The function $g(Ri)$ however differs considerably. Pasquill found for example $g(-0,05) = 1,62$ and $g(-0,10) = 2,31$ while Rider found $g(-0,05) = 2,06$ and $g(-0,10) = 3,00$.

TABLE 1

The function $g(Ri)$

Ri	$g(Ri)$	Ri	$g(Ri)$
- 0,40	4,30	- 0,10	2,26
- 0,35	4,12	- 0,05	1,62
- 0,30	3,88	0,00	1,00
- 0,25	3,59	+ 0,05	0,70
- 0,20	3,23	+ 0,10	0,50
- 0,15	2,78	+ 0,15	0,36

Owing to this difference the function $g(Ri)$ has been computed anew from the extensive series of measurements published by Deacon (1953, p. 39, series B). As β is presumably dependent on height, only windspeeds up to a height of 2 m have been used. The results can be found in table 1. Equation (7) gives unsatisfactory results in stable conditions. Therefore the values obtained by Pasquill by means of the evaporimeters, have been used for stable conditions.

In the interval $0 > Ri > -0.15$, $g(Ri)$ can be approximated by a linear function of the form

$$g(Ri) = 1 - \sigma Ri \quad (8)$$

with $\sigma = 12$. The agreement with the results of Pasquill is very good. A confirmation of this value of σ can be found in Taylor (1960). Taylor determined the constant α in the following wind profile equation

$$u = \frac{u_*}{k} \left[\ln \frac{z}{z_0} + \alpha \frac{z}{L} \right] \quad (9)$$

Here $L = -\frac{u_*^3}{k \frac{g}{T} \frac{q}{\rho C_P}}$, g the acceleration of gravity, T the absolute temperature,

q the heat flux, ρ the air density and C_P the specific heat of air at constant pressure. Taylor found that α is approximately 6 for $Ri \geq -0.03$. This is the regime of forced convection. At the comparatively small unstability of $Ri = -0.03$ there should be a sharp transition to a regime of dominantly free convection to which equations (1), (3), (6) and (9) do not apply.

Using (9) and, as usual, assuming $K_v = K_M$, we have for $g(Ri)$

$$g(Ri) = (1 - \alpha Ri)^2 \quad (10)$$

Taylor found $\alpha \simeq 6$. This result is practically the same as (8) with $\sigma = 12$. So there is some evidence that the function $g(Ri)$ from table 1 gives a good estimate of the influence of diabatic conditions on the transport of water vapour, at least for conditions of small instability. The influence of small instability would then be considerable, for example at $Ri = -0.05$ a correction of approximately 60 percent would be necessary.

3. METHODS OF COMPUTATION

Instead of (4) one may write

$$E_A = -k^2 \frac{\Delta u}{\Delta \ln(z+d)} \cdot \frac{\Delta \chi}{\Delta \ln(z+d)}.$$

The factor $\frac{\Delta u}{\Delta \ln(z+d)}$ is computed from the equation

$$\frac{\Delta u}{\ln(z+d)} = \frac{1}{2} \frac{u_4 - u_2}{\ln(200+d) - \ln(50+d)} + \frac{1}{2} \frac{u_3 - u_1}{\ln(100+d) - \ln(25+d)} \quad (11)$$

Here u_1 , u_2 , u_3 and u_4 are wind speeds at 25, 50, 100 and 200 cm respectively. In the same way we have

$$\frac{\Delta u}{\Delta \ln z} = \frac{1}{2} \frac{u_4 - u_2}{\ln 200 - \ln 50} + \frac{1}{2} \frac{u_3 - u_1}{\ln 100 - \ln 25} \quad (12)$$

Instead of (11) we have in a good approximation

$$\frac{\Delta u}{\ln(z+d)} = \frac{u_4 - u_2 + u_3 - u_1}{\ln \frac{200+d}{50+d} \cdot \frac{100+d}{25+d}} \quad (13)$$

From (12) and (13) it follows that

$$\frac{\Delta u}{\Delta \ln(z+d)} = \frac{\ln \frac{200+d}{50+d} \cdot \frac{100+d}{25+d}}{\ln 16} \frac{\Delta u}{\Delta \ln z}$$

or

$$\frac{\Delta u}{\Delta \ln(z+d)} = \frac{\Delta u}{\Delta \ln z} \cdot f(d) \quad (14)$$

In the same way we can write

$$\frac{\Delta \chi}{\ln(z+d)} = \frac{\Delta \chi}{\Delta \ln z} \cdot f(d) \quad (15)$$

Instead of (4) we now have

$$E_A = -k^2 \frac{\Delta u}{\Delta \ln z} \cdot \frac{\Delta \chi}{\Delta \ln z} f^2(d) \quad (16)$$

In practice vapour pressure e is used instead of vapour density χ . We then have

$$E_A = -\frac{167}{T} \frac{\Delta u}{\Delta \ln z} \cdot \frac{\Delta e}{\Delta \ln z} \cdot f^2(d) \text{ mm h}^{-1} \quad (17)$$

Here u is in m sec⁻¹ and e in mm of mercury.

A simple nomogram is used in order to evaluate the parameter d rapidly. From (3) it follows that

$$x = (u_4 - u_3) - (u_2 - u_1) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{(25+d)(200+d)}{(50+d)(100+d)}$$

$$y = (u_4 + u_3) - (u_2 + u_1) = \frac{u_*}{k} \ln \frac{(200+d)(100+d)}{(50+d)(25+d)}$$

When x and y are taken as rectangular cartesian coordinates in a plane, then $d = \text{constant}$ corresponds to a straight line through the origin and the scale of

$\frac{u_*}{k}$ on such a straight line is linear. From a given set of values of u_1 , u_2 , u_3 and u_4 x and y are calculated. Then d and $\frac{u_*}{k}$ can be determined with the aid of the nomogram.

The importance of an accurate determination of d is evident from table 2.

TABLE 2

The functions $f(d)$ and $f^2(d)$

$d(\text{cm})$	$f(d)$	$f^2(d)$
0	1,00	1,00
10	1,15	1,34
20	1,30	1,70
30	1,44	2,08
40	1,58	2,50
50	1,72	2,96

If for example a value of $d = 50$ cm is taken instead of $d = 30$ cm, an error of 42 % is made in the application of (16). Equation (3) is valid only in adiabatic conditions. Therefore d has been determined only for hours in which the atmosphere was adiabatic or very nearly so. As small differences in the calibration of the anemometers can introduce a large error in d , the anemometers are regularly interchanged.

The Richardson number has been computed for the logarithmic mean of the lowest and highest level of measurement, this is 75 cm above the ground or the top of the crop.

4. RESULTS

In table 3 the results of the computations are given. E_A is the evaporation deter-

TABLE 3

Monthly averages of daily evaporation (mm)

	1958			1959		
	E_B	E_A	E_D	E_B	E_A	E_D
April	1,2	1,4	1,5	1,5	1,2	1,4
May	1,9	2,2	2,3	2,1	2,2	2,5
June	3,0	3,2	3,2	2,7	3,7	4,0
July	2,7	2,6	2,8	2,6	2,1	2,4
August	2,2	1,7	1,8	2,1	2,0	2,1
September	1,6	1,2	1,2	1,3	1,3	1,5
October	1,2	1,3	1,3	0,5	0,8	0,8
November	0,3	0,2	0,2	0,6	0,2	0,2
Mean	1,8	1,7	1,8	1,7	1,7	1,9

mined according to (17), $E_D = E_A \cdot g(Ri)$ and E_B is the evaporation determined according to the water balance.

In 1958 spring wheat was cultivated on the experiment field. The crop came up at the end of April. The maximum height of 120 cm was attained in July. Afterwards the height decreased owing to rain and wind. The crop was harvested at the end of August. The level of zero wind speed was 40 to 50 cm below the top of the fullgrown crop. Before and after the period with spring wheat the soil was bare.

In 1959 the soil was bare up to the end of April. Afterwards flax came up. This crop attained a height of 70 cm in the beginning of July. The level of zero wind speed was then 40 cm below the top of the crop. The flax was harvested in the middle of July. Afterwards there was a patchy cover of grass and clover.

5. DISCUSSION

The differences in E_A and E_D are in both years very small. Even in the dry and sunny year of 1959 the wind speed was nearly always sufficient to keep the instability very small. Therefore it is impossible to come to a conclusion about the correctness of the function $g(Ri)$ as found in table 1. This is only possible if evaporation could be determined for a much shorter period than a month, for example a day or an hour, by a method that is independent of the vapour transport theory. Then the scarce occasions of sufficient instability could be used to study the function $g(Ri)$.

Comparing now E_B and E_D we find that out of the total of 16 months there are 8 months with $(E_B - E_D) \leq 0,2 \text{ mm day}^{-1}$ and 15 months with $(E_B - E_D) \leq 0,4 \text{ mm day}^{-1}$.

Only for June 1959 the agreement is very poor (*). The average values are in 1958 exactly the same, in 1959 the difference is only $0,2 \text{ mm day}^{-1}$.

We conclude that evaporation can be computed satisfactorily by the use of the aerodynamic method independent of the vegetation cover. The question of the influence of instability could not be settled.

REFERENCES

- DEACON, E.L., Vertical profiles of mean wind in the surface layers of the atmosphere. *Geoph. Mem.* no. 91 (1953).
DEU, L.J.L., Evaporation research in the Rottegataspolder (Holland). *Ass. Int. d'Hydrologie Sci. (Rome Assembly)*, 3 (1954), 237-240.
PASQUILL, F., Eddy diffusion of water vapour and heat near the ground. *Proc. Roy. Soc. A.*, 198 (1949), 116-140.
RIDER, N.E., Eddy diffusion of momentum, water vapour and heat near the ground. *Phil. Trans. Roy. Soc. A.*, 246 (1954), 481-501.

(*) No feasible explanation has been found for this anomaly.

MEASUREMENTS OF EVAPORATION AND TRANSPIRATION BY RICE IN JAPAN

S. SUZUKI

Meteorological Agency, Tokyo, Japan

SUMMARY

The shortage of irrigation water in paddy-fields in summer is of deep concern in most rice-producing countries. In general, a rice-planted field loses water in three ways: evaporation, transpiration and percolation. The separate measurement of each loss is useful to developing information on factors involved and to holding losses to a minimum. The formulas of Thornthwaite, Holzman and Blaney-Criddle determine the total amount of transpired and evaporated water, but fail to measure each separately.

This paper presents the results of a method which separates evaporation and transpiration. It considers that the concentration of dissolved substances increases during evaporation and that little change in concentration occurs during transpiration in dilute solutions under certain conditions.

The present method of separate measurements of evaporation and transpiration is capable to be carried out under an assumption that evaporation from an aqueous solution of any salt gives an increase to its concentration while transpiration from cultivating plants in the same solution contributes nothing to the concentration change. This assumption is believed to hold true at least insofar as the solution is diluted to a certain low degree. This must, of course, be experimentally proved.

In this paper the writer generally uses as reactants the ions of calcium and magnesium found naturally dissolved in water and therewith determines the change of their concentrations by titrating the aqueous solution by chelating agent (EDTA) with proper use of buffer and masking agent.

The unfading soluble dye-stuff is also employed for the same purpose which gives a vivid color to water, the concentration change of which is estimated by means of a colorimeter.

In the first experiment, a short twig of rose (*Rosa microphylla* Roxb) 38 cm long and 5 mm in diameter was dipped into the water pumped from a well 300 cc in volume contained in a conical flask with a narrow neck and through its perforated cork stopper so properly wadded as to permit water escape only by transpiration. It was kept exposed as long as 120 hrs. from June 17 to 22, 1958 on a table facing to a window opened only during the day. For the sake of comparison, the water of the same origin and of the same amount filled a shallow evaporation pan diameter 14.5 cm and depth 4 cm which was placed beside the conical flask. The experimental results are given in Table 1.

According to Table 1, transpiration can be considered to have brought about no change in concentration of ions, though there has been actually water loss of 9.7 percent, while evaporation has brought about an appreciable change in concentration from 2.90 to 3.76 (arbitrary unit) i.e., 22.8 percent increase in concentration which out, if no error involved, to be 22.7 percent, i.e. actual water loss in percentage directly found from evaporation measurements. Thus both properties assumed to be observed in the concentration change after evapotranspiration have now been affirmed as far as we disregard a small difference between both of theoretical and experimental values paying due attention to the probable error.

In addition, another test was carried out with the hard water from the second

TABLE 1

*Examination of Concentration Change in Solution after Transpiration and Evaporation
(method of calculation being explained later)*

		Before Exposure	After Exposure	Water Loss In Percent
Transpiration of twig in flask	Water content in the flask (cc)	300	271	9.7 (transpiration)
	Concentration (arbitrary unit) of $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ in water	2.90	2.89	
Evaporation from pan	Water content in the evaporation pan	300	232	22.7 (evaporation)
	Concentration (arbitrary unit) of $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ in water	2.90	3.76	22.8 (evaporation)

well(*) showing that the concentration determination goes better with the concentrated solution.

The concentration determination by use of dye-stuff as solute and of a colorimeter as a meter is illustrated in Table 2. In this case, four stalks a branch of acacia (*Robinia pseudo-Acacia* L.) with pinnate leaflets 15×4 in number and 274 cm^2 in total area were put in a corked and graduated glass-cylindrical vessel 28 mm in diameter initially filled with water 70 cc colored with potassium bichromate concentration: 5g/100cc) and exposed to the weather, 100 JST 5—1100 JST July 6, 1958 on a stone table stood knee high in a grass-covered observation plot.

The total 25 hr. exposure made water diminish in the vessel from 70.0 to 53.6cc, during which time the plant leaves were found wilting steadily partly because of strong direct sunshine illumination and of augmenting temperature and probably mainly because of insufficient water raising capacity in cut stalks. This colorimetric measurements of concentration of the red-colored salt in water before and after the exposure gave the value of $101.86 \pm 89 : 100$ to the ratio of two concentrations. If the technical difficulties of colorimetric measurements are taken into account, these experimental results may be regarded as one of conclusive tests that transpiration causes no change in the concentration of the aqueous potassium bichromate solution even if it is somewhat strongly concentrated.

One more similar confirmatory experiment was tried with a couple of similar sets of young rice seedlings loosely bound up of the much same length and weight and in the same number (about 7.8 cm, 5 lg, 47 plants) which were respectively cultivated in the two shallow flat dishes similarly sized and shaped filled with water from different wells, one being hard, the other soft. They were exposed to the same weather side by side on a table from 09 to 18 hr., repeatedly twice on May 8-9, 1958. On both occasions, weather was fine and sunny. The result is summed up in Table 3.

(*) The hardness of water is 1.7 for the first well; 11.1 for the second.

TABLE 2

Colorimetric Transpiration Measurement in Use of Cut Acacia Stalks (July 5-6, 1958)

Date (hour)	Amount of water in a transpiring vessel (cc)	Temperature of water (deg. C)	Weather
5th 10	70.0	20.0	fine
11	68.1	22.0	»
12	66.7	27.4	»
13	65.0	28.5	slightly cloudy
14	63.4	29.0	fine
15	61.2	28.6	»
16	60.9	28.7	slightly cloudy
17	59.2	28.1	» »
18	58.8	27.3	fine
6th 10	54.3	24.2	»
11	53.6	25.6	»

According to this table both kinds of water show no appreciable difference in the total amount of evapotranspiration irrespective of the very different quality of water, one being 6.5 times as much hard as the other. The same can be said about the respectively calculated amount of evaporation and transpiration. The discrepancy between the two values is much possibly accounted for by inevitable errors due to the slight dissimilarity of two sampled rice plant sets.

The preceding various experimental studies which were made not only with cut branches but also with plants with roots attached are to be considered as proved valid of the assumption postulated at the beginning.

In virtue of these properties of solution, two equations are being derived in order to separately find the amount of transpiration and evaporation from plants and water in which they are being cultivated, denoting the total mass of water contained

TABLE 3

Effect of Difference of the Water Hardness of Evaporation and Transpiration (May 1958)

Day	Hour	Water Hardness	Initial amount of water (cc)	Evaporated water (cc)	Transpired water (cc)	Total (cc)
8	09-18	11.3	160	43.5	4.5	48
»	»	1.7	160	41.0	4.0	45
9	09-18	11.3	150	44.0	12.0	56
»	»	1.7	150	46.0	11.0	57

in a vessel at time t by m and the concentration of dissolved substance by c , (and attaching to E and T the same meaning as previous) where E = evaporation and T = transpiration.

$$-dm/dt = E + T \quad (1)$$

$$-d(cm)/dt = cT \quad (2)$$

Consequently,

$$E = m/c \, dc/dt = m \, d(\ln c)/dt \quad (3)$$

$$T = -dm/dt - m \, d(\ln c)/dt \quad (4)$$

Therefore the rate of evaporation as well as of transpiration is exactly known provided that the mass of water and the concentration of the dissolved substance before and after the exposure are measurable at each consecutive moment, the workability of this method depending entirely upon the sensitivity of a reactive agent. As a matter of fact, both of the mean rates of evaporation and transpiration can, if roughly, be estimated substituting the mean value $(m_0 + m_t)/2$ for m in the integrand in equations (5) and (6) as shown below.

$$\bar{E} = \int_{c_0}^{c_t} m d(\ln c)/t = 1/2 (m_0 + m_t) (\ln c_t - \ln c_0) \quad (5)$$

$$\bar{T} = (m_0 - m_t)/t - 1/2 (m_0 + m_t) (\ln c_t - \ln c_0)/t \quad (6)$$

The somewhat different consideration will lead to the following different equations, (7) and (8).

$$\bar{E} = (m_0 - m_t)/t - {}^2(c_0 m_0 - c_t m_t)/(c_0 + c_t)t \quad (7)$$

Similarly,

$$\bar{T} = 2(c_0 m_0 - c_t m_t)/(c_0 + c_t) \quad (8)$$

It is to note that, though the first two equations, (5) and (6), and the second ones, (7) and (8), are apparently different in expression, the calculated values are substantially identical. To take an example from the experiments of 12–14 hr. on June 6, 1958 (refer to Table 4),

$$m_0 = 250\text{cc}, m_t = 170.8\text{cc}, c_0 = 25.2, c_t = 31.1, t = 2 \text{ hr}$$

(Abiko water, evapotranspiring surface area = 428 cm²), from which the following values are computed:

$$E = 0.51 \text{ mm/cm}^2 \text{ hr}; T = 0.36 \text{ mm/cm}^2 \text{ hr by the use of equations (5), (6)}$$

$$E = 0.50 \text{ mm/cm}^2 \text{ hr}; T = 0.37 \text{ mm/cm}^2 \text{ hr by the use of equations (7), (8)}$$

So the discrepancy between two values seems to be of the order of probable error, even if the logarithmic formulae give the value a little larger to evaporation than the algebraic, while a little smaller to transpiration. From another point of view, the numerical agreement of calculated values may be considered that 4 of the above approximate formulae can find application for the trustworthy calculation of mean transpired or evaporated amount of water. Moreover, it is wonderful that it can be done by taking only a couple of measurements initial and final with an interval extending over as long as 2 hrs.

The evapotranspiring experiments of June 6 shown above serve another purpose to study the diurnal evaporation or transpiration variation of the plants.

The experiments took place in a couple of shallow rectangular pans, each having $23.1 \times 18.5 \times 3.5$ cm in content, and a cluster of plants 62 in number and 14 cm in average height which were planted upright in the middle of the vessel. Both of the pans with appropriate quantity (usually 250cc) of water were exposed side by side to the air on the stone table stood knee high in a grass plot which has been equipped with a set of meteorological apparatuses. The successful comparative experimental studies in use of two different samples of water demanded a couple of samples of rice plants which ought to have resembled each other as closely as possible although this has been hardly fulfilled. After every two-hour exposure, the amount of remnant water in the pans as well as the concentration of Ca^{++} and Mg^{++} in the water was measured, each time refilling afresh with fresh water 250cc. The entire exposure took place from 10 to 18 hrs. The general results can be seen in Table 4.

The chelating titration was made with so greater difficulties than that with the hard one that it tended to overestimate the concentration of the first. Therefore, the comparison of the ionic concentration change in two kinds of water had to be made after as long exposure as 8 hours.

TABLE 4

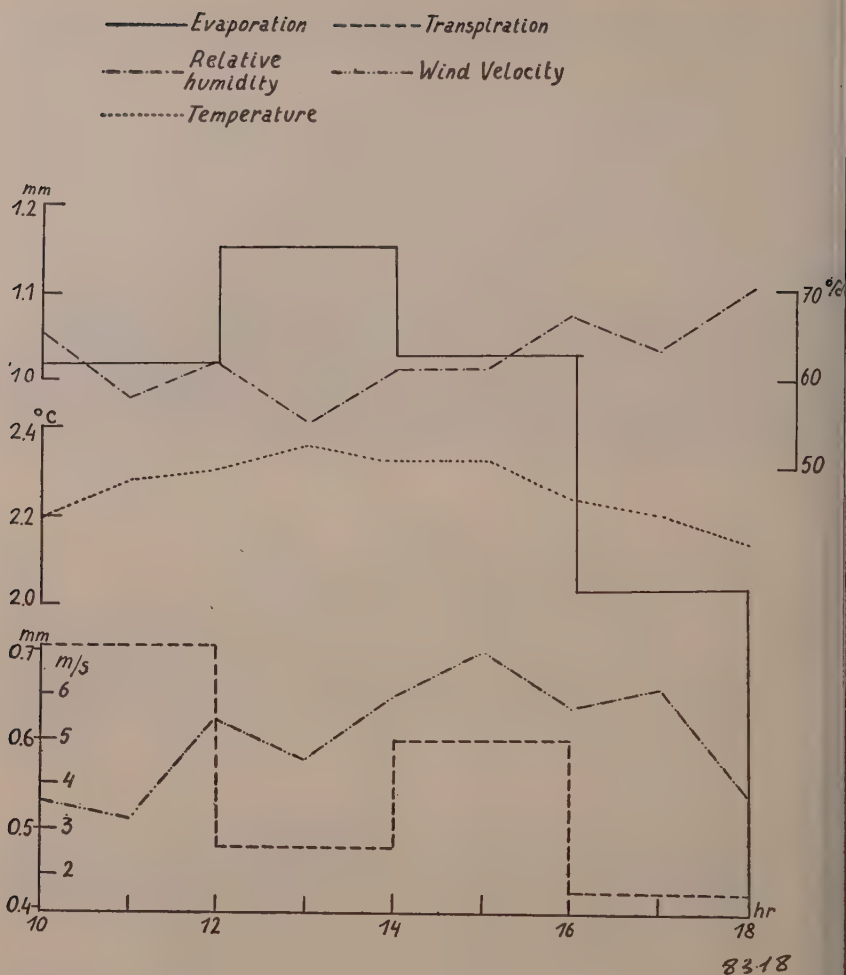
Comparison of Evapotranspiration from Two Similarly Sampled Sets of Rice Seedlings and from Two kinds of Water

Hardness of water	Evaporation (2 hr. average cc)	Transpiration (2 hr. average cc)	Total water loss (2 hr. average cc)
Soft (1.7)	47.3	21.8	69.1
Hard (11.3)	42.1	23.8	65.9
Average	44.7	22.8	67.5

Though large was the error due to dissimilar plant sampling, it was asserted that evaporation or transpiration from water surface or rice plants was the same in amount irrespective of great difference of water quality.

It is to add that the rice plants were so thinly canopied with leaves that they covered only 18 percent of the evaporating surface 427.5 cm^2 and transpired water of 22.8 g for 2 hours, about half as much as the evaporated amount.

The general features of diurnal evaporation and transpiration change are illustrated, together with the hourly change of meteorological elements, in Figure 1 where the evaporation appears to be especially associated with temperature, the phenomenon of which may be attributed mainly to the intensification of wilting with accumulating transpiration.



ACKNOWLEDGEMENTS

The investigation reported in this paper was made possible through the support offered by the Institute for Research of Agro-electrical Industry in Abiko and by the help lent by the research members in the same institute for which the writer wishes to express his thanks.

REFERENCES

- (1) THORNWAITE, C. W. and HOLZMAN, B., 1942: Measurement of Evaporation from Land and Water Surfaces.
- (2) PENMAN, H. L., 1958: Discussions on Water Losses from Various Land Surfaces.

PERCOLATION MEASUREMENTS BASED ON HEAT FLOW THROUGH SOIL WITH SPECIAL REFERENCE TO PADDY-FIELD

S. SUZUKI

Meteorological Agency, Tokyo.

ABSTRACT

A new method is presented for the determination of the percolation rate in soil *in situ* based on the influence percolating water has on the heat flow through soil.

1. INTRODUCTION

The shortage of irrigation water in paddy-fields in summer is of deep concern in most rice-producing countries. In general, a rice-planted field loses water in three ways: evaporation, transpiration and percolation. The separate measurement of each loss is useful to developing information on factors involved and to holding losses to a minimum. The formulas of Thornthwaite, (C. W.) and Holzman, (B) and Blaney-Criddle determine the total amount of transpired and evaporated water, but fail to measure each separately (1). The paper on «Separative measurements of evaporation and transpiration is being published individually by the writer. The present paper is concerned with a new method for the percolation rate.

2. MEASUREMENT OF PERCOLATION

The percolation rate of water in a paddy-field has been measured with a «percolation meter». This consists of a long steel tube of fairly large diameter with a cap to prevent evaporation. It is injected into the soil to almost its full length. It is filled with water to nearly the same level as the ambient irrigation water (2). The rate of water-level drop in the tube is assumed to be the same as the percolation rate of water in the paddy-field around the tube. This assumption is true when the soil has no transpiring rice plants outside the tube. Less infiltration occurs outside the percolation tube due to use by embedded plant-roots. Thus it is less than that measured by means of the percolation meter. The sharp edge of the meter cuts plant-roots loose and prevents root activity inside. K. Tanabe has shown that percolation losses are reduced as the vegetative cover becomes thicker and transpiration increases. It is difficult to determine the water percolating through the root-zone present without lysimeters in the plot. However, it is believed that the following device will offer a more practical means of measurement of the amount of water percolating in a paddy-field *in situ*. The device is not expensive and it does not disturb the soil. It involves the principle that the heat conductivity of a paddy-field increases (or decreases) not only with the conductivities of the soil constituents but also with the percolation rate of warm (or cold) irrigating water.

(1) PENMAN, H. L. (2) mentions briefly that Rothamsted Experimental Station has equipment which gives a continuous record of transpiration.

(2) It has come to the attention of the writer that American investigators have been using infiltrometers of the single-or double-ring type to measure percolation rate. This apparently has advantages over the Japanese percolator (6), (7).

A mathematical expression of the above mentioned relationship is simply derived as follows:

Suppose that as well as water flows only vertically upward or downward or say the z -axis. Then the following thermal equation is applicable for the determination of temperature distribution of soil provided the percolating rate of water is sufficiently small.

$$\partial\theta/\partial t = k/c\rho\partial^2\theta/\partial Z^2 - v c_0\rho_0/c\rho\partial\theta/\partial Z \quad (1)$$

where θ represents the temperature of the soil at the depth z , k the heat conductivity, c the specific heat, ρ the apparent density of the soil, and v the vertical percolation rate of water through a unit area per unit time, the density and specific heat of water ρ_0 , c_0 being assumed unity. The last term on the right side of (1) represents the only modification to the classic equation of thermal soil conduction. Its solution is:

$$\theta = \theta_0 + AE^{-az} \sin(2\pi t/T - bZ) \quad (2)$$

providing that the soil-surface temperature is undergoing a simple harmonic variation in period T and the notations

$$a = (\pi c\rho/Tk)^{1/2} - v/2K + \text{the second order of } v/2k \quad (3)$$

$$b = (\pi c\rho/Tk)^{1/2} + \text{the second order of } v/2k \quad (4)$$

θ_0 = the mean temperature,

A = the amplitude of temperature wave at the soil surface.

Both of the above formulae are valid precisely to the first order of $v/2K$. It may be helpful to point out that a , (logarithmic decrement of temperature) is obtainable in the usual way by determining both maximum and minimum temperatures θ_1^+ and θ_1^- , θ_2^+ and θ_2^- at two depths z_1 and z_2 respectively i.e.

$$a = [\ln(\theta_1^+ - \theta_1^-) - \ln(\theta_2^+ - \theta_2^-)]/(Z_2 - Z_1) \quad (5)$$

Another term, b , can be determined by knowing the phase difference of the temperature wave between two depths (the difference of occurrence-times of the maximum or minimum temperature t_1 and t_2 at z_1 and z_2 respectively).

$$b = 2\pi(t_2 - t_1)/T(Z_2 - Z_1) \quad (6)$$

The combination of (3) and (4) gives the percolation rate sought.

$$v = 2k(b - a) \quad (7)$$

where the soil heat conductivity k is the only unknown quantity to be determined. This quantity may be found either directly by a physical experiment or indirectly by arithmetically summing up all heat conductivities of the soil constituents by reference to physical tables. However, the writer has attempted to find $c\rho$ (volumetric specific heat of the sampled soil) by a calorimetric method. This value considering a period of one day and b obtained from (6) were substituted in (4) which results in the following:

$$k = \pi c\rho/Tb^2 \quad (8)$$

To test (8) K. Yabuki's [5] study on the numerical relation between the distorted temperature-distribution and the rate of percolation of a leaking plot were used. The computed values of percolation rate are compared to observed values in Table 1 together with logarithmic decrements (a).

Kanto sandy loam soil rich in volcanic ash was used in these experiments. Its calorimetrically measured value of $c\theta$ was found to be 1.27 cal/ cm³, thermometric observation gave $b = 119/\text{cm}$, from which k was estimated to be 0.0033 cal. cm/cm² s.k. Therefore

$$\nu = (1.829 - 65.19a) \times 10^{-4} \text{ cc/cm}^2 \text{ S} \tag{9}$$

This equation was used to compute the theoretical values of ν given in Table 1.

TABLE 1

Observed and theoretical percolation rates and logarithmic decrements of temperature

a (logarithmic decrement)	$\nu \times 10^{-5} \text{ cc/cm}^2\text{s}$ (percolation rate observed)	$\nu \times 10^{-5} \text{ cc/cm}^2\text{s}$ (percolation rate theoretical)
0.116	0.0	2.0
0.110	9.4	5.9
0.109	5.6	6.6
0.099	13.3	13.2
0.091	16.6	18.4

From Table 1 it may be seen that based on the percolation experiment of Yabuki the theoretical percolation rate approaches the actual one as the percolation rate increases. For example measured percolation rate at $13.3 \times 10^{-5} \text{ cc/cm}^2\text{s}$ is almost identical with the theoretical. This apparatus seems to provide a satisfactory method for making percolation measurements, for the more permeable soils. However the preceding experiments were not sufficiently accurate to justify a strict comparison between theory and experiment. Therefore more thorough experimental research on this matter is desired.

This thermal-type percolation gauge and the already explained tubular percolation meter will, if both properly combined, give two kinds of water losses in a paddy-field provided that the total amount of water supplied is simultaneously measured by some means of a hydraulic gauge attached to an irrigator.

Thus if F , P , D , T , and E have the following meaning:

F : water loss due to percolation through paddy-field per unit time (measured by a thermal method),

P : water loss through paddy-field soil per unit time (measured by an inserted tube),

D : water supplied to field per unit time,

then

$T = \text{transpiration} = P - F$

$E = \text{evaporation} = D - P.$

- (³) TANABE, K., 1957: Fundamental studies on the Loss of Water in Rice Fields.
- (⁴) SUZUKI, S., 1951: The conduction of heat in a paddy field. *J. Agric. Met.*, Tokyo, 7, 11-12.
- (⁵) YABUKI, K., 1951: On the Temperature of the Ground and Water in the Percolating Paddy Field. *J. Agric. Met.*, Tokyo, 7, 13-14.
- (⁶) SCHIFF, L., 1953: The Effect of Surface Head on Infiltration Rates Based on the Performance of Ring Infiltrimeters and Ponds. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 34, 257-266.
- (⁷) BURG, R. H. and LUTHIN, J. N., 1957: Discussion of «A Test of the Single and Double Ring Types of Infiltrimeters».
- (⁸) HAISE, H. R., DONNAN, W. W., PHELAN, J. T., LAWHON, L. F., and SHOCKLEY, D. G., 1956: The use of Cylinder Infiltrimeters to Determine the Intake Characteristics of Irrigated Soils. The publication of Agri. Cult. Research Service and the Soil Conservation Service, USA, Dept. of Agriculture, May, 1956. 1-10.
- (⁹) BLANEY, H. F. and CRIDDLE, Wayne D.: Determining Water Requirements in Irrigated Areas from Climatological and Irrigation Data, SCS, USDA, August, 1950 (*Bulletin No. SCS-TP-96*).

METHOD OF MEASUREMENT AND DETERMINATION OF EVAPORATION LOSSES FROM WATER SURFACES

ARTŮR ŠERMER

Hydraulic Research Institute, Bratislava, Czechoslovakia

SUMMARY

Measurements of the evaporation from water surface are being made at the research evaporation station of the Danube plane (Žihárec, Šála district) from August 1958. As basic subject of measurement there is a reservoir with the surface area of 20 sq. m. which serves as a comparison evaporimeter. Furthermore, there are a series of 14 evaporimeters with different smaller surfaces, with various depths, various positions in the field according to the different practice of countries that measure evaporation from water surface by means of a network of observation stations.

These measurements give us some comparative results of the efficiency of various types of evaporimeters.

The measurements of hydrometeorologic elements (water temperature, air temperature, wind velocity and direction, humidity and pressure of air) have enabled to evaluate their influence on the rate of evaporation and to design the computation method of the actual evaporation from water surface by means of a simple formula in making use of these measurements.

The comparative measurements of evaporation enabled us to determine the value of reduction coefficients for the transition from the evaporation given by the evaporimeters to the values of actual evaporation. On this basis the evaporation values from water surfaces of the region studied are here given.

In order to compare the values of evaporation determined by various methods, the measurements are made on four surfaces by means of floating evaporimeters.

The comparison has shown that the evaporation values determined by calculation from the designed by means of measured hydrometeorologic elements are sufficiently accurate for hydrologic practice.

From results obtained by observation on research evaporation stations on water surfaces and on dry land, there were derived:

1. Formula for computation of the actual water losses by evaporation from water surfaces
2. Method for water losses determination by evaporation from water areas in surface and time distribution
3. Method for determination of the physical efficiency of different types of pans.

1. INTRODUCTION

Evaporation research from reservoirs was forced out by increased requirements for need of the most economical exploitation of our water resources. Therefore, the water management practice needs from research more and more urgently solution of this problem, condition of which for the present time is not clear on a world-wide scale. The indistinctness of this problem consists also in fact that several authors no doubt have made a great step forwards for determination of physical dependences of evaporation on climatic factors, but they underestimated sufficiently the influence of diverse specific and physical properties of each water reservoir on its microclimate change. This circumstance caused the condition that the evaporation values measured from different types of evaporimeters and from their thermal properties on dry land, even the functional dependencies expressed in different teoretico-experimental formulas obtained from experiments in laboratories and in conditions on dry land,

preliminary they are not available for determination of actual evaporation values on concrete reservoirs. The present work directs on making this problem clear and simultaneously solves it for practical purposes.

2. DESCRIPTION OF RESEARCH OBJECTS AND OF EVAPORIMETER EQUIPMENT

The investigation of water losses by evaporation from water areas has been made on ponds at Jakubov, on lakes at Senec, on lake and on evaporation station on dry land at Žihárec and on Orava reservoir (Fig. 1).



Fig. 1 — Research stations : ponds at Jakubov (1), Senec lakes (2), lake and research station at Žihárec (3) and the Orava reservoir (4).

The ponds at Jakubov are in Morava river basin, southwest from Low Carpathians, at 150 m (490 ft) elevation above sea level. The average year precipitation of this area is 650 mm (25,4 in), the average year air temperature is 9 degrees centigrade. The pond at which the investigation has been made belongs to pond system with 90 hectares (225 acres) area. The above mentioned pond with area of 30 hectares (75 acres) and 70-100 cm depth was overgrown with reeds for a great part. Measurement of evaporation and other hydrometeorologic factors was performed from a vessel anchored in pond space with free water surface at approximately 5 acres area.

The Senec lakes have a surface approximately of 90 hectares (225 acres) with 5 m average depth. They arose from gravel dredging and they are filled with groundwaters. They are in Danube lowlands at 130 m (426 ft) elevation above sea level. The amount of average year precipitation in this area is 550 mm (25,5 in) and average year air temperature 9 degrees centigrade. The lakes have free water level and they are not overgrown with reeds. Measurement of evaporation and water surface temperatures—except of winter season—has been made from 1. VIII. 1957 to 30. XI. 1958 from a vessel anchored in space of one lake with area approximately of 40 hectares (100 acres).

The lake at Žihárec with area approximately of 2 hectares (5 acres) belongs to shallow lakes arising at snow melting in period of high water table stages on the lowest places at Danube lowland. The water of these lakes fills up also from precipitation and from surface flow and it is very overheated. The water from these lakes evaporates intensively and the lakes dry up early. Measurement of evaporation and other hydrometeorologic factors has been made—except of winter period—from 1. VI. 1957 to 31. VII. 1958 from a prototype vessel anchored in centre of the lake. Approximately 2 km from this lake in a flat, not overgrown terrain there is established the evaporation station on dry land where the physical efficiency of

different types of evaporimeters is proved and there are studied the application possibilities for forecast purposes.

From 2. VII. to 30. XI. 1959 the measurement of evaporation and hydrometeorologic factors by means of a prototype vessel on Orava reservoir has been made. The Orava reservoir belongs to our greatest water reservoirs in mountain areas.

It lies at 600 m (1960 ft) elevation above sea level in area with average year precipitation of 800 mm (31,5 in) and with average year air temperature of 5 degrees centigrade.

Measurement of the evaporation and of hydrometeorologic factors on water



Fig. 2 — Floating evaporation station on Orava reservoir

surfaces has been made from a prototype vessel, in the next called «the floating evaporation station» (Fig. 2) In substance it is a firm wooden equilateral triangle to which a back bearing plain with a shelter for observer and devices is freely attached. One of the triangle tops is forced with a steel plate with handle for anchored cable with anchor. The floating evaporation station is anchored at one top. It flows freely in circle at middle of which is an anchor and by this way it opposes always with the top against wind and waves, which are broken on its adapted construction. The evaporation device is installed at triangle base and therefore, it is always at still water surface. The measuring device on floating evaporation station consists

a) of a set of evaporimeters with area 3 sq.m, 0,3 sq.m and 0,2 sq.m. Evaporimeter with area of 3 sq.m and 1 m depth serves for evaporation measurement. Other evaporimeters with smaller area are as controlling devices;

b) of prototype equipment for in- or out splash control from and to the evaporimeter;

c) of rain gauges;

d) of meteorologic shelters in which there are placed the common devices for measurement and registration of temperature, humidity and pressure of the air;

e) of anemometers, psychrometers and thermometers for water surface temperature measurement in evaporimeters and lakes;

f) of prototype device for measurement of water level variation from evaporimeters;

g) of prototype device for measurement and registration of undulation height at lake.

The evaporation station and evaporimeters installed in it are protected against solar overheating with white colour.



Fig. 3 — Research evaporation station at Žihárec

The evaporation research station on dry land at Žihárec (Fig. 3) is constructed near from the main drainage channel. The tanks are filled from the channel by a pump. On the evaporation station was proved the physical efficiency of evaporimeters given in Table 1. All evaporimeters are from inside painted with oxiline silver paint and the borders with white paint. Evaporation tanks II. and III. are connected by means of a conduit with stabilizing tanks in the observation room for every tank, separately. Stabilizing tanks are provided with water-signs and with prototype device for exact measurement of water column in mm. Evaporimeters are set into soil with a border of 5-8 cm above the ground. Evaporimeter XIV. is installed on a wooden stand and its upper border is 40 cm above soil surface. Evaporimeter VIII. is set only partly into soil and its upper border is also 40 cm above soil surface. Evaporimeters XI., XII., and XIII have an air isolation. At research station there is further a meteorologic shelter and common devices for hydrometeorologic factors measurement as thermometers, hygrometers, anemometers, psychrometers, barometers, rain gauges etc.

The area of the research station has 70×70 m and is sowed with grass, shortly mowed.

3. MEASUREMENTS

Measurements on evaporation and hydrometeorologic factors at all floating evaporimeters and evaporimeter station on dry land have been realized. Evaporation is measured in principle once a day at 7 hour a.m. For judging to which extent the evaporimeter tested on dry land, follows the physical conditions of the compared

lake and its microclimate, there was introduced the evaporation measurement on several evaporimeters also at 7 hour p.m. Besides evaporation measurement on all evaporimeters at 7.00 a.m., 2.00 p.m. and 9.00 p.m. were simultaneously measured the water temperature in evaporimeters and in lakes, air temperature and humidity, atmospheric pressure, intensity and direction of the wind. Observations were made at 200 cm above water level. Water temperature in evaporimeters and lakes was measured with thermometer closely to the water level.

On ponds at Jakubov observation was made four times a day, at 7.00 a.m., 1.00 p.m., 7.00 p.m. and 1.00 a.m. On Senec lakes for the present only evaporation and water level temperature in evaporimeters and in lake were observed. Besides current measurements were made also the evaporation control measurements by means of two evaporimeters and prototypes for control of in- or out splash of water from evaporimeters.

4. INVESTIGATION OF ACTUAL WATER LOSSES BY EVAPORATION ON WATER SURFACES

Each water reservoir, even if it is placed in the same climatic conditions, forms—for its specific properties, thermic and other—its own microclimate. The larger is the reservoir and its water surface, the more it interferes with its microclimate to the height and width. The smaller is the reservoir, the more the influence of its microclimate is limited on smaller space, so to the height of atmospheric column as per area. At all kinds of evaporimeters on dry land practically the influence of water surface microclimate is not noticed because of total prevailing of the surrounding soil microclimate and its vegetation. From the standpoint of finding out the actual evaporation therefore it is interesting for us the functional relation for definition of its dependence on the hydrometeorologic factors, which condition it. This relation can be then expressed for all kinds of water surfaces without regard to in which climatic zone they occur, following:

$$V = f(e_0 - e_{200})$$

where

V — evaporation value

e_0 — water vapor tension measured closely to water surface or from it

e_{200} — water vapor tension at 200 cm above water surface.

In the observed area the wind influences the difference of ($e_0 - e_{200}$) by removing of air masses and replacing the more or less saturated water vapor. This phenomenon occurs more intensively at evaporimeters on dry land, therefore for finding the physical efficiency of evaporimeters by adding the further additional function of wind into computation, more close relations could be obtained. The influence of strong wind within the bounds of water reservoir microclimate is of use in mechanical water spraying from foamy crest waves, which can also influence the intensity of evaporation. By wind influence in bounds of the reservoir microclimate alternatively takes place the process of water evaporation by diffusion and convection and definitely in windy situation the border of the reservoir microclimate decreases, with causes more rapid variations in water vapor pressure and by that way on the evaporation intensity.

If this is valid, then finding the absolute evaporation values from actual water surfaces and its further computation methods depend from correct evaporation measurement techniques, from hydrometeorological factors and from their recounting. Therefore, it has been yet investigated from 1956 the above mentioned prototype device, prototype of accurate device for measurement of water column variation

in floating evaporimeter, evaporimeter itself and other devices. This improved and completed prototype vessel anchored in conditions of water surface natural microclimate is used for measurement of absolute evaporation values and of hydrometeorologic factors.

On all described water surfaces evaporation from evaporation tank with area 3 sq.m. and 1 m depth has been measured except of ponds at Jakubov, where in 1956 the evaporation was measured from evaporimeter with area of 0,3 sq.m. As correct can be considered the evaporimeter which, installed into floating station, gives as such evaporation values as its nearest free water surface in the lake.

For this it is necessary the temperature of water surface in evaporimeter and in the lake to be the same and so it will be reached equal difference in water vapor tension above the surfaces. Water surface in pan, being overheated as in lake, is completely under effect and influence of water surface microclimate. It loses water by evaporation as its nearest water surface in the functional dependence on $e_0 - e_{200}$. Measurements on water surfaces at Žihárec, Senec and Orava reservoir have shown that for dependence between average monthly water temperature in floating evaporimeter with area 3 sq.m and average monthly water temperature in lakes (Fig. 4) there is valid

$$t_{v \text{ 3 sq.m}} = 1,10 t_{vj} - 0,35 \quad (1)$$

where

$t_{v \text{ 3 sq.m}}$ is the average monthly water temperature in degrees centigrade in evaporimeter with area 3 sq.m

t_{vj} is the average monthly water temperature in degrees centigrade in the lake.

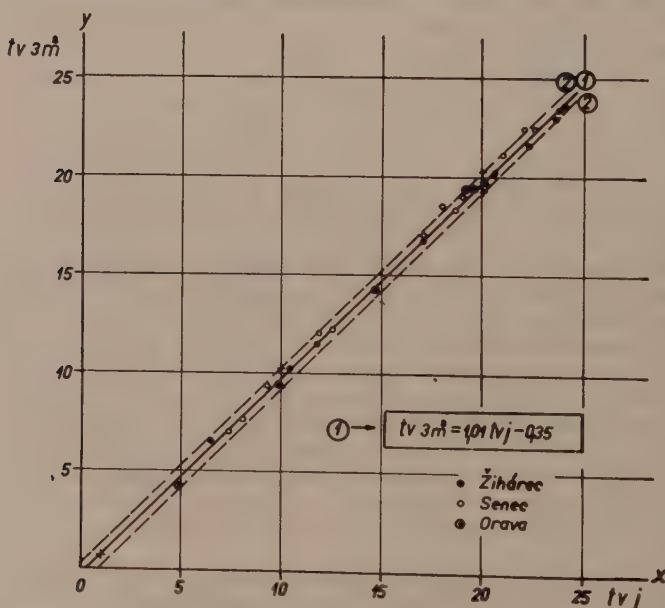


Fig. 4 — Dependence between average value of monthly water surface temperature of lake (t_{vj}) and average value of monthly water surface temperature of floating evaporimeter with 3 sq.m.area ($t_{v \text{ 3 sq.m.}}$) in degrees centigrade.

Similar situation is also at average daily temperature values. This development of water temperature can be explained so that the metal bottom and walls of the vaporimeter, which is a better temperature conductor than water, transfers more cool temperature from lower layers and refrigerates the water surface more intensively than water level at the lake is able to equalize it. The reached approach is already practically sufficient. It can't be accepted the meaning of several authors that evaporation from floating pans can't be considered as an actual one with regard to the higher evaporation value due to the walls wetting. That is possible in conditions of vaporimeters on dry land, but not in conditions of water reservoir microclimate. Quite so it can't be accepted the further objection that in floating pan there is no waving as on a great water surface, since the evaporation in relation to $e_0 - e_{200}$ is not influenced by water surface waving. Therefore, the floating vaporimeter with surface area 3 sq.m installed into a vessel and anchored in characteristic conditions of the water area gives such evaporation values which correspond practically to the absolute evaporation values of this characteristic water surface.

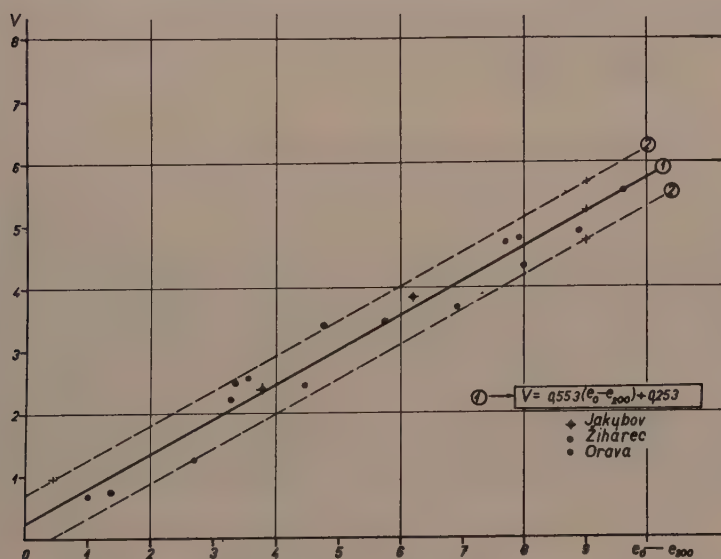
4. FORMULA FOR COMPUTATION OF ACTUAL WATER LOSSES BY EVAPORATION ON WATER SURFACES

Measurements on described water surfaces at Jakubov, Žihárec and Orava reservoir have shown that for dependence between the average monthly evaporation and average monthly difference in water vapor tension (Fig. 5) is valid

$$V = 0,553 (e_0 - e_{200}) + 0,253 \quad (2)$$

where

V is mean monthly evaporation value in mm of water column



$e_0 - e_{200}$ is mean monthly value of difference in water vapor tension in mm of mercury whereby e_0 is computed from water surface temperature in floating evaporimeter and e_{200} is water vapor tension determined at 200 cm height on floating evaporation station.

Summation curve (Fig. 6) of the relative deviations shows that from total of 17 points 12 is in range of relative deviation $\pm 0,1$, 3 points are in range of relative deviation $\pm 0,2$ and two points are in range of relative deviation $-0,3$. Similarly, the correlation coefficient 0,98 shows the functional relation to be exceptionally close.

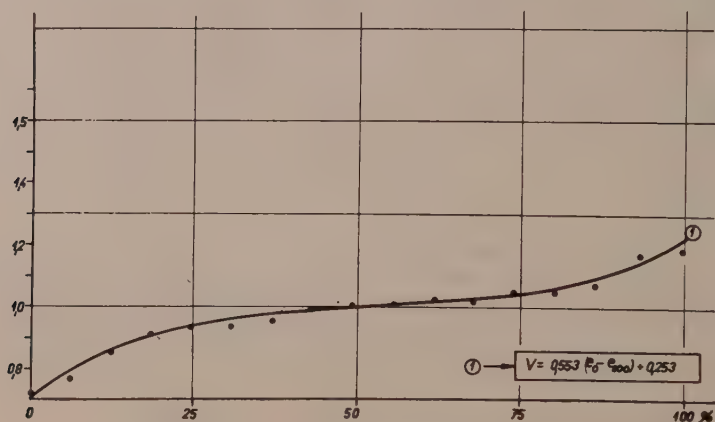


Fig. 6 — Summation curve of relative deviations

6. COMPUTATION METHOD OF WATER LOSSES DETERMINATION BY EVAPORATION FROM ACTUAL WATER SURFACES IN AREAL AND TIME DISTRIBUTION

Time and areal overheating of water surface in a reservoir is not the same. Therefore, $e_0 - e_{200}$ and also the evaporation will be different. Overheating changes according to seasons of year in the direction from the banks of reservoir to its centre and vice versa. Ununiformed temperature distribution is regular also in the course of day. This is connected with different overheating of shallows and depths which form and disappear owing to water flow and the water manipulation in reservoir. In the Orava reservoir profiles we found simultaneous differencies in water surface temperature up to 3 degrees centigrade. It turned out that for determination of $e_0 - e_{200}$ necessary for computation of evaporation from concrete water surface in areal and time distribution according to the equation (2) it is practically suitable the dependence between measured value $e_0 - e_{200}$ and of water surface temperature founded at one selected point of the profile. For this dependence at Orava reservoir (Fig. 7) it is valid

$$e_0 - e_{200} = 0,3 t_{vj} + 0,086 \quad (3)$$

If this is valid then evaporation from differently overheated areas of investigated reservoir should be computed according to formula (2) by replacing the computed or read out values $e_0 - e_{200}$ according to formula (3) or from the graph. (Fig. 7).

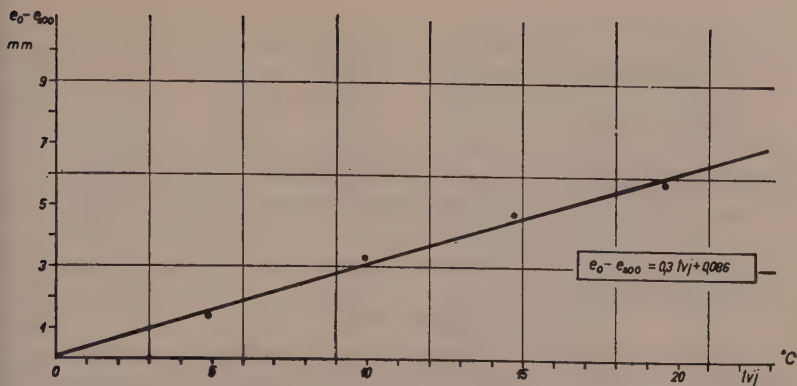


Fig. 7 — Dependence between average monthly difference value in water vapor ($e_0 - e_{200}$) and average value of monthly water surface temperature (t_{vj}) on Orava reservoir.

The accurate determination of differently overheated areas of the water reservoir requires simultaneous measurement of water surface temperature in several profiles. This desires many people and devices. Therefore it is possible to take into account for determination of the temperatures from a reservoir also three values, namely for one third of water reservoir surface with the minimum measured, for the next third of area the maximum measured and for the third part with the average computed value of water surface. Practically it means that in our conditions approximately from 15. April to 15. August it is necessary to measure maximum at shallow backwaters, minimum at the centre of of reservoir. Approximately from 15. August to 15. April, as far as the reservoir doesn't freeze, the procedure is converse.

V. METHOD FOR DETERMINATION OF PHYSICAL EFFICIENCY OF DIFFERENT TYPES OF EVAPORIMETERS ON DRY LAND AND TRANSFER OF MEASURED VALUES TO ACTUAL EVAPORATION

From 1957 at Žihárec evaporation station they were installed evaporimeters with different size and setting (Table 1) in order to find their efficiency and possibility of their use for determination of actual water losses by evaporation. For statistico-mathematical evaluation of the measured evaporation values and of $e_0 - e_{200}$ from 1957 to 1959 it turned out that

a) for evaporimeter II and III it is valid

$$V = 0,436 (e_0 - e_{200}) + 0,348 \quad (4)$$

b) for evaporimeter IV is valid

$$V = 0,511 (e_0 - e_{200}) + 0,334 \quad (5)$$

c) for evaporimeter V is valid

$$V = 0,546 (e_0 - e_{200}) + 0,302 \quad (6)$$

d) for evaporimeter VI is valid

$$V = 0,507 (e_0 - e_{200}) + 0,5 \quad (7)$$

e) for evaporimeter VIII is valid

$$V = 0,625 (e_0 - e_{200}) + 0,923 \quad (8)$$

f) for evaporimeter IX is valid

$$V = 0,548 (e_0 - e_{200}) + 0,62 \quad (9)$$

g) for evaporimeter X is valid

$$V = 0,596 (e_0 - e_{200}) + 0,41 \quad (10)$$

h) for evaporimeter XI is valid

$$V = 0,601 (e_0 - e_{200}) + 0,29 \quad (11)$$

i) for evaporimeter XII is valid

$$V = 0,641 (e_0 - e_{200}) + 0,14 \quad (12)$$

j) for evaporimeter XIII is valid

$$V = 0,652 (e_0 - e_{200}) + 0,23 \quad (13)$$

k) for evaporimeter XIV is valid

$$V = 0,857 (e_0 - e_{200}) + 0,75 \quad (14)$$

Functional dependence at all evaporimeters is sufficiently close. Only evaporimeters with small surface installed above ground are noted for a greater dispersion of points. Correlation coefficients are between 0,98 and 0,89. It is interesting that for evaporimeters set in conditions of draught microclimate by consideration of the wind influence the functional dependence becomes still more close. Differences in preciseness of functional relations are expressed in values of relative deviations and they are plotted with two summation curves (Fig. 8).

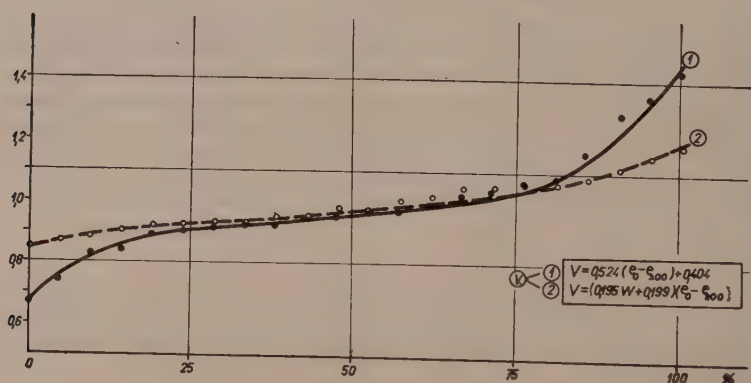


Fig. 8 — Summation curve of relative deviations between measured and computed evaporation from a pan with 2 sq.m. area and 140 cm depth at Žiharec. Summation curve 1 shows the relative deviations without considering the wind. Summation curve 2 shows the relative deviations with consideration the wind.

By plotting the regressive stream lines of the evaporimeter equations 4 to 14 into a summary graph and computing their transfer coefficients to the regressive stream line direction of the equation (2) according to

$$Y = \frac{K}{K_i} (K_i x + q_i) - \frac{K}{K_i} q_i + q \quad (15)$$

we get the regressive stream lines of the physical efficiency of evaporimeters investigated and their equations for computation of the actual evaporation from a given value $e_0 - e_{200}$ (Fig. 9).

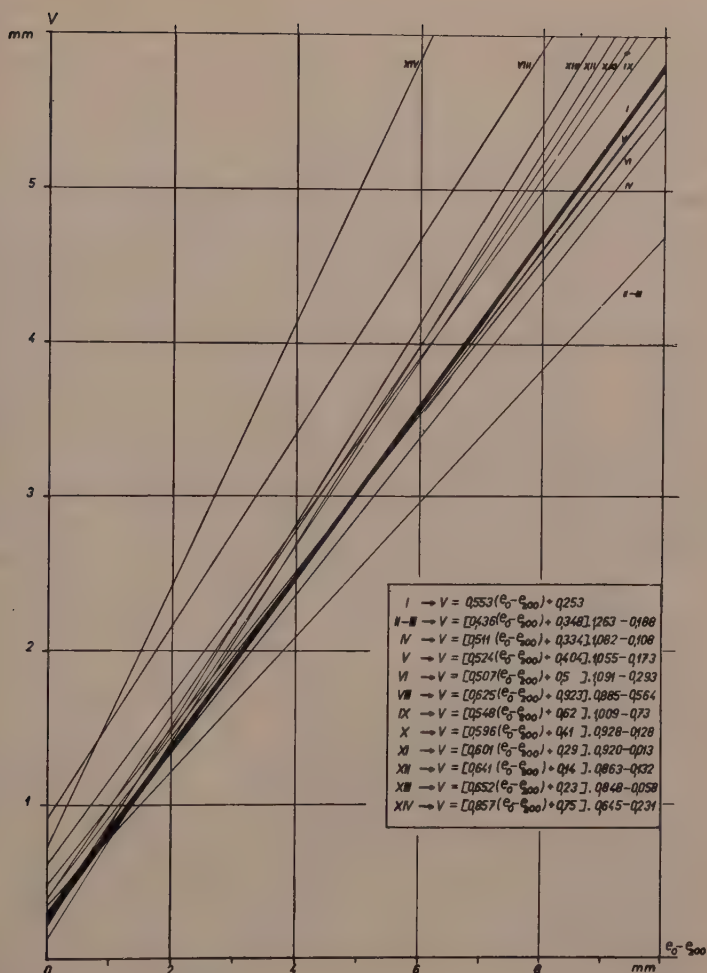
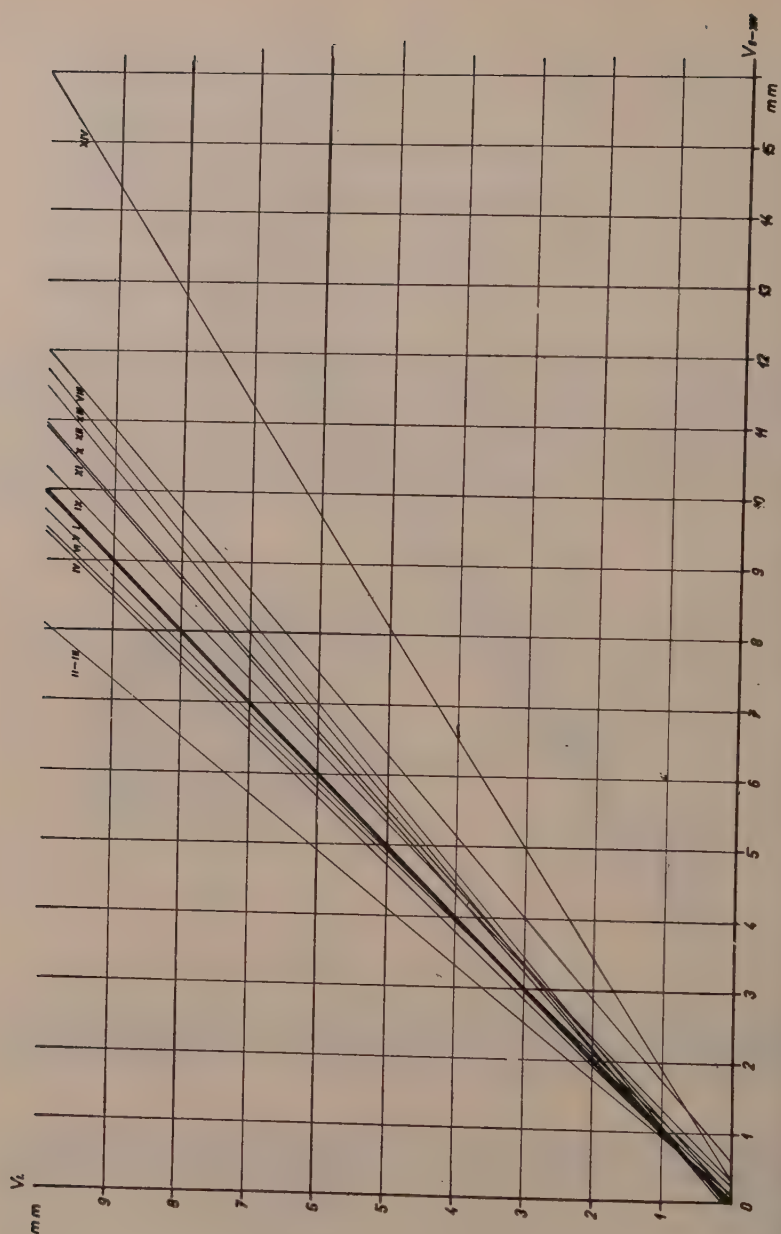


Fig. 9 — Regressive straight lines of physical efficiency of evaporimeters II to XIV according to Table 1. and their equation for actual evaporation computation according to $V = 0,553 (e_0 - e_{200}) + 0,253$.

For direct reading of average monthly values of the actual evaporation there was constructed for all evaporimeters according to equations 2 and 4 to 14 a graph for transfer of relative evaporation values to the actual evaporation (Fig. 10). Evaporation values of evaporimeters investigated on dry land we consider as relative ones. The graph shows simultaneously that the evaporimeter V. in conditions of given microclimate and the manner of its setting in the ground gives the nearest values of the actual evaporation. The most distant values from actuality are given by evaporimeter XIV. This is an evaporimeter of Ron's type which is used in our evaporimeter stations.



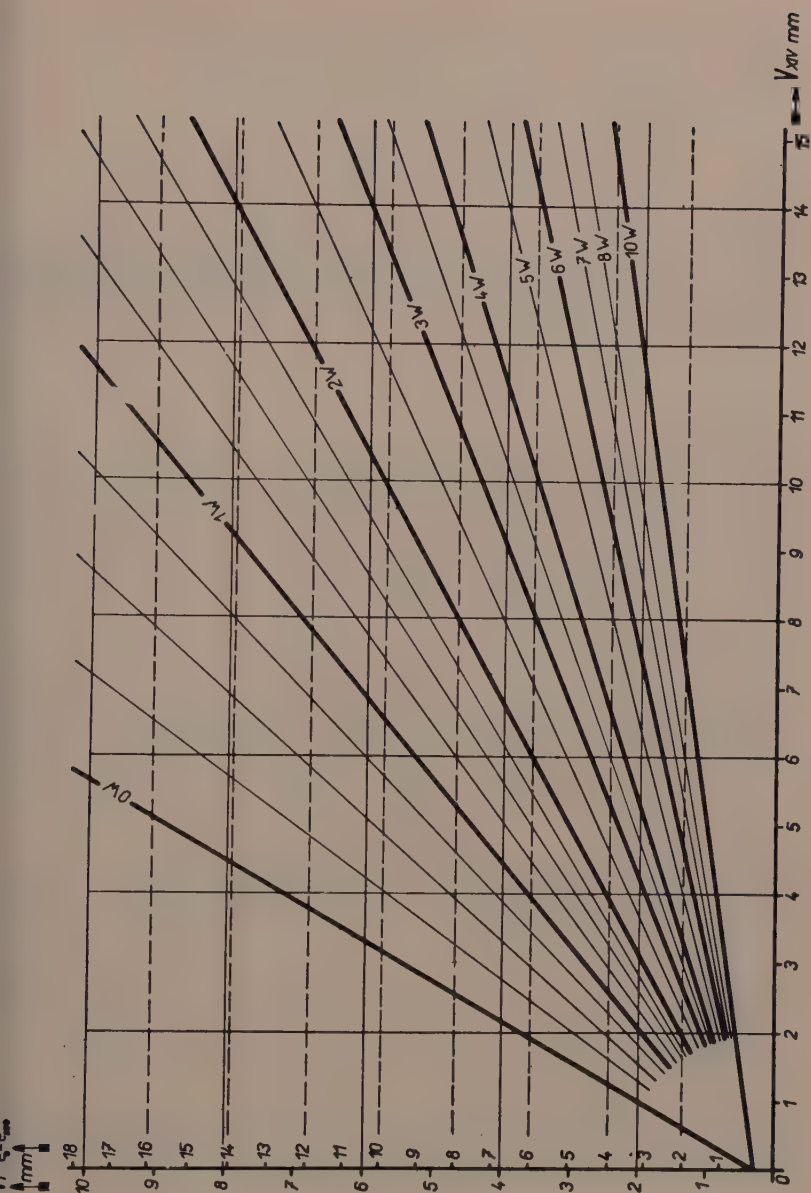


Fig. 11 — Nomograph for reading actual evaporation in Danube lowland

Nomograph in Fig. 11 is similarly constructed for direct reading of average actual evaporation values from reservoirs in Danube lowland. It is the result of three years observations of evaporation from Rón's type evaporimeter pan and other hydrometeorologic elements at Žihárec evaporation station. It is computed from the equation (2) and according to

$$V_{XIV} = [(0,34 w) + 0,32] (e_0 - e_{200}) \quad (16)$$

where

V_{XIV} is average monthly evaporation from evaporimeter pan of Rón's type in mm of water column, w is monthly wind velocity value in m/sec. In comparison with equations 4 to 14 this equation is remarkable with substantially more close functional dependence and therefore it is recommended for using it where also the wind velocity is exactly measured.

8. CONCLUSION

1) Actual evaporation from free water surfaces of different categories of reservoirs in areal and time distribution today there is possible to determine with sufficient practical accuracy with help of equation $V = 0,553 (e_0 - e_{200}) + 0,253$. Therefore it is necessary to introduce for important water reservoirs the measurement of water surface temperature and at one point of the profile also the measurement of water vapor tension at 200 cm above water surface.

2) Evaporimeter pans, set into soil or on its surface, apply for forecasting purposes, when

a) their efficiency in microclimatic area in which they are set, will be determined;
b) in microclimate area in which they are set, will be determined the degree of microclimate qualitative change which will set in after building of a reservoir.

3) The proposed methods and their equations will be further verified and exacted by investigation and measurements on water surfaces.

LITERATURE

- (1) DUB O., *Hydrológia*, 1957, Slov. vyd. tech. literatúry, Bratislava.
- (2) URYVAJEV V.A., *Experimentalnyje gidrologičeskije issledovanija na Valdajsk. Gidrometeorizdat, Leningrad*, 1953.
- (3) KUZNECOV V.I., *O perechodnych koeficientach nazemnych isparitelej GGI-3000*, Trudy GGI, 1954.
- (4) ALBERTSON M.L., *La mécanique de l'évaporation*, 1955 *La Houille blanche* No. 1, 2, 5.
- (5) VÁŠA J., *Meření výparu z vodní hladiny. Vodní hospodárství*, č 6, 1958.
- (6) ŠERMER A., *Vyskum výparu z vol'nej vodnej hladiny, Vodohospodársky časopis SAV*, roč. II., cis. 2, 1954.
- (7) ŠERMER A., *Nové merné zariadenie na meranie výparu z vodnej hladiny. Vodohosp. časopis SAV*, roč. V., čís. 2, 1957.
- (8) FEDOROVA T.H. KONSTANTINOV R.A. *Opyt ekspluatácii plovučeji isparitel'noj ustanovki*, Trudy GGI, vyp. 45/99/, str. 192-195.

APPENDIX

TABLE 1

Description of evaporimeters on Research station at Žihárec

Number of evaporimeter	Surface sq. m	Depth	Setting in soil	Diffusion height	Note
		m			
II	20	1,40	1,32	0,10	white painted tin in concrete-ring
III	10	1,40	1,32	0,10	»
IV	3	1,40	1,34	0,07	white painted zinc plated tin
V	2	1,40	1,34	0,07	»
VI	1	1,40	1,34	0,06	»
VIII	1	0,60	0,20	0,06	»
IX	0,3	1,40	1,35	0,05	»
X	0,3	0,60	0,55	0,05	»
XI	0,3	0,60	0,55	0,05	white painted zinc plated tin with air isolation
XII	0,3	0,50	0,45	0,05	»
XIII	0,2	0,25	0,20	0,05	»
XIV	0,2	0,25	0,40	0,05	zinc plated tin on wooden stand

WATER CONSUMPTIVE USE OF SUGAR-BEET ON COARSE TEXTURED SOILS

Ing. Dr. MILOSLAV PÝCHA C. Sc.

and Ing. Josef Slepíčka

SUMMARY

The authors present the results of measurements of consumptive use of water on coarse textured sandy soils in the central parts of Bohemia. Consumptive use of water was investigated on the basis of soil moisture studies. The transpiration ratio and the coefficients of consumptive use of water were determined. The dependence of consumptive use on evaporation, on moisture deficiency and on sunshine intensity was investigated. On the basis of long-term observations of moisture deficiency, the conclusive values of the water needs of sugar-beet in Bohemia were derived, and that for the months of the growing season, corresponding to the probability of exceeding by 50 - 1,0 per cent. The found characteristics of the water needs were compared with values used in projects up to now.

1. INTRODUCTION

In Czechoslovakia an extensive development of moistening irrigation is being prepared. The introduction of irrigation practices will substantially influence the present ratio of cultivated crops. Using irrigation practices in agriculture, it will be necessary to cultivate fodder, technical produce and vegetables to a greater extent, because with these crops the best economic effects can be expected.

One of the traditional produce cultivated in Czechoslovakia is sugar-beet. Up till now it has been cultivated in deep loamy soils in order to provide sufficient moisture for a favourable development. As the sugar content in the beet is influenced to a considerable degree by temperature and effective heat, it should be possible by making use of irrigation practice, to extend the cultivation of sugar-beet in Bohemia also to coarse textured soils which occur in the warmest district around the river Elbe and the lower reaches of its tributaries.

In 1959, therefore, an experiment with the cultivation of sugar-beet was carried out in the experimental irrigation station at Tišice which is situated on coarse textured sandy soils on the right bank of the river Elbe, 20 km northeast of Prague.

The research had the following aims: 1) to determine the consumptive use of water of sugar-beet on coarse textured soils, 2) to determine the moisture regime of the soils underneath the irrigated and not irrigated sugar-beet, 3) to determine the relationship between consumptive use and evaporation, moisture deficiency and sunshine, and 4) to determine the conclusive values of moisture requirements for project purposes.

2. PRACTICAL FIELD EXPERIMENTS AND THEIR EVALUATION

The consumptive use of water has been determined by the method of soil moisture studies ^{(7),(8)}. The balance equation had the following form:

$$S_1 + P + I_r + C = U + R_1 + R_2 + S_2 \quad (1)$$

where S_1 = moisture supply in the soil at the beginning of the growing season, in mm
 P = precipitations during the growing season, in mm
 I_r = irrigation rates during the growing season, in mm
 C = capillary water originating from ground water, in mm

U = consumptive use of water or evapotranspiration, in mm
 R_1 = surface runoff, in mm
 R_2 = underground runoff, in mm
 S_2 = moisture supply in the soil at the end of the growing season, in mm.

As the ground water table of the experimental area had been at a minimum depth of 3,5 m under the soil surface during the whole growing season, the ground water did not influence the soil moisture fluctuations within the root zone and, therefore, $C = 0$.

Also $R_1 = 0$, because the area was flat and there was no surface runoff during the whole growing season.

The computation of the consumptive use was, therefore, done by using the simplified balance equation :

$$U = S_1 - S_2 + P - R_2 \quad (2)$$

The underground runoff was taken into account in periods when the water content in the soil was greater than field water capacity of the corresponding layer. Its magnitude was calculated by means of the equation :

$$R_2 = S_n + P + I_r - F_c \quad (3)$$

where S_n = moisture supply in the soil in the beginning of the period in question, in mm

F_c = field water capacity, in mm

R_2 , P and I_r as given in equation (1).

Evapotranspiration has been calculated for the case from the equation

$$U = F_c - S_{n+1} \quad (4)$$

where S_{n+1} = moisture supply at the end of the period in question, in mm.

The balance equation was calculated regularly for each week of the growing season on the basis of the moisture measured in the profile. The soil moisture was measured at the following depths for each determination : 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 and 100 cm. From each of the given depths two parallel samples were taken and the moisture content determined after drying in an electric oven at 105°C and expressed in percentage by weight. Special soil moisture determinations were carried out before irrigating the sugar-beet and 24 hours after its completion, as well as after all rains exceeding 10 mm per day.

By multiplying the moisture content, expressed in percentage by weight, with the corresponding volume weight the moisture content, expressed in volume percentage was found. To evaluate the balance, the supply of water in mm in the single layers and in the soil profiles of 0-20, 0-40, 0-60, 0-80, and 0-100 cm was calculated from the moisture in volume percentage.

The soil moisture studies have been done for irrigated and not irrigated sugar-beet. The quantity of available moisture in the soil has been determined and that as the difference between the momentary water content in the given zone and the quantity of water at the wilting point. The following soil profiles have been studied : 0-20, 0-40, 0-60, 0-80 and 0-100 cm.

How evaporation, moisture deficiency and effective heat affect consumptive use of water has been ascertained by using the method suggested by A.M. Alpatjev⁽²⁾. According to this method, the ratio between consumptive use and evaporation, in some cases moisture deficiency, in the given period and for the given crop is constant, assuming of course, that the crop has sufficient moisture, nutrients and adequate agrotechnical treatment during the whole growing season. The coefficients

of the biological curve of the consumptive use of sugar-beet have been determined on experimental plots, where the supply of available moisture for the whole growing season had been ensured. The coefficients of the biological curves have been fixed as share of consumptive use and evaporation, or moisture deficiency respectively, for the given period.

$$k_e = \frac{U}{\sum e} \quad (5a) \quad k_{sa} = \frac{U}{\sum s_d} \quad (5b)$$

Where e = sum of daily evaporation values read on Wild's evaporationimeter, in mm
 s_d = sum of daily values of moisture deficiency, in mm.

To determine the conclusive values of the water use for the project of irrigations, long-term observations of moisture deficiency have been evaluated. The values of moisture deficiency have been calculated for the months of the growing season for the chosen probability of exceeding. The values of moisture in the given periods, corresponding to the given probability of exceeding have been calculated as product of the coefficients of the biological curve of consumptive use of water and corresponding values of moisture deficiency.

$$U = k_{sa} \cdot \sum s_d \quad (6)$$

3. BASIC SOIL AND WATER RELATIONS

The soils of the experimental plots are according to the performed texture analyses of the coarse textured type. The results of the analyses are given in Table 1.

TABLE 1

Soil texture

Size of particles in mm	Depth in cm									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
2,0-0,1	64,95	62,25	61,10	67,70	74,00	81,20	86,15	93,15	95,30	91,05
1,0-0,5	7,15	8,40	8,55	6,30	4,55	3,00	3,00	1,25	0,80	4,75
0,5-0,1	8,55	9,35	9,15	8,00	6,65	4,60	3,20	1,90	0,95	1,50
< 0,01	19,35	20,00	21,20	18,00	14,80	11,20	7,65	3,70	2,95	2,70

Of the physical properties of the soil, the apparent specific gravity and the real specific gravity, pore space, values of maximum field capacity and of the wilting point have been determined. The results of the analyses are given in Table 2.

TABLE 2

Physical soil properties

Characteristics	Depth in cm									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Apparent specific gravity g/cm ³	1,54	1,51	1,65	1,56	1,58	1,63	1,60	1,61	1,61	1,72
Real specific gravity g/cm ³	2,59	2,59	2,61	2,61	2,63	2,63	2,64	2,62	2,62	2,64
Porespace in volume %	40,58	41,66	36,72	40,28	40,14	38,25	39,39	38,55	38,45	32,12
Maximum field water capacity in volume %	24,2	21,0	23,1	19,2	15,3	13,4	9,9	8,1	8,4	7,4
Wilting point in volume %	9,8	9,8	10,6	7,8	6,6	6,4	4,0	3,4	2,4	2,

The humus content in the layer down to 40 cm amounted to about 2 % and the pH value was about 7.

METEOROLOGICAL CONDITIONS

Values of precipitations, mean daily air temperatures, sums of daily moisture efficiency values, sunshine and effective heat for the single months of the growing season are shown in Table 3.

TABLE 3

Meteorological conditions in 1959

Characteristics	Months						
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	IV-IX
Precipitation in mm	40,8	63,4	32,4	75,1	51,6	0,0	263,3
Mean daily temperatures in °C	10,10	13,68	17,59	19,65	18,37	12,14	14,60
Sunshine in hours	207,6	252,6	240,1	176,7	216,9	234,3	1328,2
Effective heat kcal/cm ²	10,66	14,08	14,05	10,52	11,60	9,24	70,15
Moisture deficiency in mm	96,3	123,0	176,6	145,3	141,6	105,7	788,5
Evaporation (Wild) in mm	52,9	52,6	65,8	49,0	44,7	36,1	301,1

The year 1959 was very dry, because precipitations amounted only to 67 per cent of the long-term average. Also the sum of rainfalls during the growing season April-September was equal to only 75,4 per cent. The driest month was September when no rainfall occurred. The dry period lasted from August 19th until October 22nd. April, May and July had rainfalls slightly above average, June, September and October strongly below average.

The mean air temperature during the period April-September was by 0,7°C higher than average. Only in September it was lower than the long-term average, and that by 1,5°C.

5. ARRANGEMENT OF THE EXPERIMENTAL PLOTS

The experimental area was 15 m × 60 m large, it was divided into two parts which measured 15 × 30 m each. One part with the plots N° 3 and 4 was being irrigated and the second part with plots N° 1 and 2 remained without irrigation. The moisture balance was determined in all four plots.

6. MOISTURE FLUCTUATION IN THE SOIL

On the irrigated plots the lowest moisture supply was ascertained at the end of June, when the quantity of available moisture in the soil profile, down to a depth of 60 cm, dropped below 10 mm. After irrigating on July 1st, the moisture content rose considerably and after that it was maintained through irrigating at a satisfactory level to the end of the growing season.

To irrigate the sugar-beet six irrigation rates were used. Their size and date of irrigation are given in Table 4.

TABLE 4
Irrigation rates

Date of Irrigation	1.7.	10.7.	17.7.	14.8.	28.8.	3.9.	Total
Rate in mm	42,7	41,3	37,3	32,4	48,8	25,4	227,9

The irrigations were performed in agreement with the development of soil moisture. Their aim was to maintain the soil moisture within an optimum range.

On the not irrigated plots, the soil moisture was approaching several times the wilting point. The first critical period was at the end of June and the second at the beginning of August. The third of moisture deficiency lasted from the end of August during the whole of September until the harvest time of sugar-beet. During this period soil moisture dropped in the whole profile down to a depth of 100 cm, below the wilting point. The curve of the available moisture supply on the irrigated and not irrigated plots down to a depth of 60 cm is shown in Fig. 1.

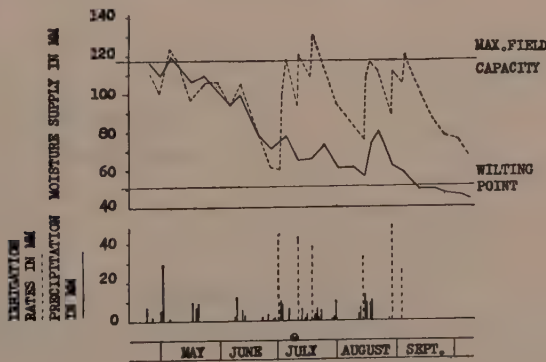


Fig. 1 — Moisture supply down to a depth of 60 cm

7. WATER CONSUMPTIVE USE OF SUGAR-BEET

Consumptive use of water on the experimental plots, calculated according to equation (2) is shown in Table 5.

TABLE 5

Water consumptive use of sugar beet during 1959 in mm

Depth' in cm	Plot			
	1	2	3	4
0-20	181,7	167,5	151,0	121,9
0-40	229,4	236,9	262,2	200,9
0-60	250,8	264,8	328,8	303,2
0-80	265,5	279,3	356,0	347,9
0-100	283,9	287,9	371,9	381,1

From the values given in Table 5, it follows that consumptive use on the plots which were not irrigated, was considerably lower than on the irrigated ones. In consequence of the moisture deficiency on the not irrigated plots, the sugar-beet used only 75 per cent of the water quantity which was consumed in evapotranspiration on the irrigated plots.

The relative consumption of moisture from the single layers in the irrigated and not irrigated plots was approximately the same.

The line of sums of consumptive use on all four experimental field plots is represented in Fig. 2.

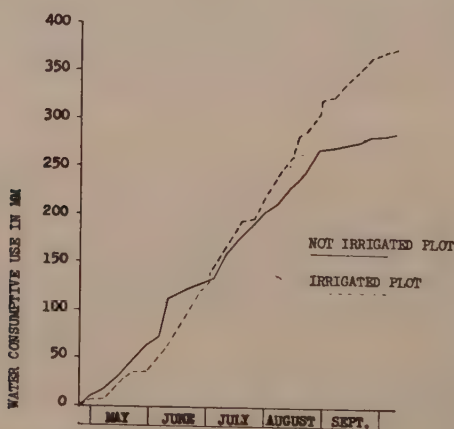


Fig. 2 — The line of the sums of water consumption use of sugar-beet in TIŠICE 1959.

The consumptive use of water during the growing season of sugar-beet is not constant. The values given in Table 6 indicate that the maximum consumption was in August on the irrigated plots, amounting to 3,08 mm/day. In the beginning and at the end of the growing season the daily consumptive use was 1 mm/day.

Already in August a moisture deficiency of the soil on the not irrigated plots became apparent, so that evapotranspiration compared with the previous months

was lower. The decline of the consumptive use continued until harvest time. As soon as the soil moisture had dropped to the wilting point, the consumptive use of water was practically nil.

During the whole growing season of 1959, the average daily consumptive use on the irrigated plots was 2,24 mm/day, on the not irrigated fields 1,70 mm/day.

The curve of the mean daily consumptive use values is plotted in Fig. 3.

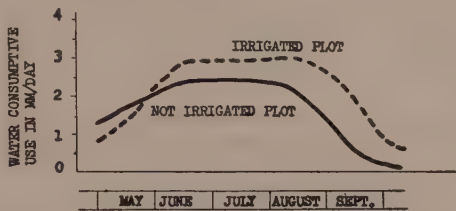


Fig. 3 — Mean daily water consumptive use

TABLE 6

Consumptive use of water for sugar beet—coefficients of biological curves of consumptive use

Period			24.4.— 29.5.	29.5.— 26.6.	26.6.— 31.7.	31.7.— 28.8.	28.8.— 25.9.	25.9.— 8.10.	24.4.— 8.10.
Number of days			35	28	35	28	28	14	168
Evaporation in mm			63,1	62,9	55,2	41,8	52,4	14,5	289,9
Moisture deficiency in mm			135,5	163,8	166,9	130,0	104,8	38,6	739,6
Consumpt. use :	on not irrigated plots	total	55,1	66,2	82,2	61,7	18,2	2,6	286,0
		daily average	1,58	2,37	2,35	2,20	0,65	0,19	1,70
	on irrigated plots	total	37,1	82,1	100,5	86,1	60,3	10,4	376,5
		daily average	1,06	2,94	2,87	3,08	2,15	0,74	2,24
k_e	on not irrigated plots		0,87	1,05	1,49	1,48	0,35	0,18	0,99
k_{Sd}			0,41	0,40	0,49	0,48	0,17	0,07	0,39
k_e	on irrigated plots		0,59	1,30	1,82	2,06	1,15	0,72	1,30
k_{Sd}			0,27	0,50	0,60	0,66	0,58	0,27	0,51

8. EVAPORATION, MOISTURE DEFICIENCY AND CONSUMPTIVE USE OF WATER RELATIONS

From the moisture balance of the soil profile consumptive use values were determined according to equation (2), for the periods indicated in Table 6. In the table there are further given evaporation and moisture deficiency values as well as values of coefficients of biological curves, calculated according to equations (5a) and (5b).

From the values shown in Table 6 it follows that the values of the biological curve coefficients are not constant during the growing season. The July maximum is not significant. The ratio of consumptive use and evaporation, or moisture deficiency respectively, exhibits its lowest values at the end of the growing season on the not irrigated plots.

The mean coefficient of the biological curve of consumptive use has during the whole growing season the value $k_e = 1,30$ for evaporation and $k_{sd} = 0,51$ for moisture deficiency (5b).

The correlation of consumptive use and meteorological factors is not constant. The values of the correlation coefficient for the irrigated and not irrigated plots are shown in Table 7.

TABLE 7

Values of correlation coefficients between consumptive use and meteorological factors

Plot	Correlation Characteristics	Meteorological factors		
		Evaporation	Moisture deficiency	Effective heat
Not irrigated	r	0,33	0,52	0,50
	Sr	0,19	0,18	0,18
Irrigated	r	0,43	0,72	0,59
	Sr	0,16	0,12	0,14

Data in Table 7 show that the closest correlation exists between consumptive use and moisture deficiency, next between consumptive use and effective heat, and finally between consumptive use and evaporation on irrigated and not irrigated fields. On the irrigated plots, the correlation factor has in the case of moisture deficiency and effective heat a very significant value ($r = r_{\min} = 0,44$), in the case of evaporation it approaches this value.

On the not irrigated plots, the values of the correlation coefficients are lower than on the irrigated ones but their significance for the proof of moisture deficiency and effective heat is still high ($r \geq r_{\min} = 0,50$). The ratio between consumptive use and evaporation is not conclusive on the not irrigated plots ($r < r_{\min} = 0,39$).

9. VALUES OF CONSUMPTIVE USE OF WATER FOR IRRIGATION PROJECTS

Irrigation rates for crops are fixed in projects mainly according to the transpiration

ratio, to coefficients of consumptive use or to meteorological factors. Utilization of the two first named coefficients is very difficult, because the values of these quantities vary for a given crop within a certain range. The selection of conclusive values cannot be done unbiased. It is, therefore, essential to determine the values of these data by experiments carried out under identical climatic conditions.

The values of transpiration ratios and coefficients of water consumptive use of sugar-beet, determined by field experiments in 1959, are shown in Table 8 together with the crop yields.

TABLE 8

Yield and water needs characteristics

Plot	Yield q/ha		Dry matter in %	Yields of dry matter in kg/ha	Consumptive use m ³ /ha	Transpiration ratio	Consumptive use coefficient m ³ /g
	root	leaves					
Not irrigated	187,75	34,97	24,8	5,520	2,859	520	15,2
Irrigated	342,75	290,70	22,9	14,500	3,765	260	11,0

In table 8 it is shown that the critical moisture shortage on the not irrigated plots caused a decrease in the yield of roots to 55 per cent and in leaves to 13 per cent, compared with the yields on the irrigated plots. In the case of not irrigated sugar-beet the dry matter content of the yield is equal to 38 per cent of the irrigated sugar-beet yield.

On the not irrigated plot the water consumption on 1 m³/ha was 75 per cent of the consumption on the irrigated one. The value of the transpiration ration of the not irrigated sugar-beet is twice that of the irrigated sugar-beet. The consumptive use coefficient of the not irrigated sugar-beet is by 34 per cent higher than that of the irrigated one.

The value of the transpiration ratio of the irrigated sugar-beet (260) approaches the lower limit of the not irrigated sugar-beet (520) and lies above the average of the values cited in literature (227-670) (3).

The coefficient of water consumptive use of the irrigated sugar-beet (11,0 m³/q) corresponds to the values cited for the given yield in the literature (6).

In addition, the values of consumptive use were calculated, according to a method developed by Blaney and Criddle (4), (5). The calculation is intended for 50° northern geographical latitude. The conversion of the results to °C and metrical measures is done according to Achtnich (1). The value of the consumptive use coefficient (K) was taken in the calculation as equal to 19,0 (1).

The values of the coefficient K for the single months in Tišice were determined at the same time according to the measured value of consumptive use. The calculation is demonstrated in Table 9.

TABLE 9

Calculation of consumptive use of water according to Blaney and Criddle

Month	t °C mean monthly temperature	p monthly per- centage of day-time hours of the year	f monthly consumptive use factor	K Consumptive use coefficient		U consumptive use of sugar-beet	
				B.C.	Tišice	B.C.	Tišice
April	10,1	9,25	4,65	19,0	(4,3)	88	(20)
May	13,7	10,69	6,05	19,0	6,6	115	40
June	17,6	10,93	6,95	19,0	11,5	132	80
July	19,6	10,99	7,40	19,0	13,5	140	100
August	18,4	10,00	6,50	19,0	13,1	123	85
September	12,1	8,44	4,55	19,0	13,2	86	60
October	7,3	7,43	4,53	19,0	(8,8)	85	(40)

The consumptive use of water calculated with the aid of the Blaney-Criddle method with the constant value of $K = 19$ amount to 640 mm for the period between April 24th and October 8th. The real consumption for this period in 1959 was found to be 376 mm, i.e. 57 per cent of the calculated value.

The calculation showed that it is essential to determine the value K by direct measurement of the consumptive use of water. The calculated values of K are shown in Table 9. In the period of full growth of the sugar-beet, the coefficient K varies in the

TABLE 10

Water consumptive use of sugar-beet

Period	Probability of exceeding in %			
	1	10	30	50
April	42	33	27	23
May	50	42	37	34
June	116	95	82	73
July	153	124	108	97
August	195	147	118	101
September	94	75	63	56
Total	650	516	435	384

range of 11,5 and 13,5. In the beginning and at the end of the growing season it is substantially lower.

The determination of consumptive use of water according to transpiration ratios is not satisfactory as it assumes a linear relation between the water consumptive use and yield quantities. This assumption is not valid for the case of intensive irrigation practice. The Blaney-Criddle method has been developed on the basis of the new findings that the consumptive use of water is influenced in a decisive manner by the meteorological conditions, presuming a sufficient supply of soil moisture during the whole growing season.

The meteorological conditions in Central Europe fluctuate considerably during the single years. For this reason also the consumptive use of water is not constant. The values of consumptive use have, therefore, been calculated for the single months for the probability of exceeding by 1, 10, 30 and 50 per cent, using equation (6). These values are given in Table 10. The selection of the correct value of water consumptive use is a question of economics.

In 1959 the consumptive use of water corresponded to the value of consumptive use with a probability of exceeding by 50 per cent in the single months. The value computed according to Blaney-Criddle corresponds to a consumptive use of water with 1 % probability of exceeding.

10. CONCLUSIONS

1) Consumptive use of water in the case of sugar-beet on coarse textured soils does not substantially differ from the consumptive use on fine textured soils as long as the soil profile has sufficient available moisture.

2) In 1959 a critical deficiency of moisture manifested itself in the case of not irrigated sugar-beet, in consequence of less than average precipitations caused a critical decline in production.

In years of normal rainfall the moisture deficit, according to measurements carried out, is 15 mm in June, 30 mm in July, 25 mm in August and 15 mm in September.

3) The highest correlation between the water consumptive use and the moisture deficiency was determined on the irrigated plots.

4) The value of consumptive use of water in m^3/ha was determined. The calculated values of the transpiration ratio and consumptive use coefficients vary in the range of values given in literature. The values of the coefficient K were determined for the calculation of consumptive use of water according to the method by Blaney-Criddle.

5) The consumptive use of water found for 1959 corresponds to the consumption of a normal year. Consumptive use of water, calculated according to Blaney-Criddle corresponds to the consumption in the driest year.

LITERATURE CITED :

- (1) ACHTNICH W., Eine Methode zur Berechnung des Wasserverbrauchs der Pflanzen mit Hilfe der klimatologischen Daten, *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde*, 79/124, N° 2, p. 97-101.
- (2) ALPATJEV A.M., Vлагооборот kulturnych rostenij (Water balance of crops), Leningrad, GIMIZ, p. 110.
- (3) dtto, p. 29.
- (4) BLANEY H.F., CRIDDLE W.D., Determining Water Requirements in Irrigated Areas from Climatological and Irrigation Data, Div. of Irrigation and Water Conservation Service, U.S. Dept. of Agriculture, SCS-TP-96, Washington, D.C., 1950.
- (5) BLANEY H.F., Consumptive Use of Water, 1951, 77, New York, *Proceedings ACSE*, separate N° 91.
- (6) CERKASOV A.A., Melioracija i sel'skochozjajstvennoje vodosnabzhenije (Irrigation, drainage and water supply for villages), 1950, Moscow, Selchozgiz, p. 92.
- (7) PYCHA M., Vlahová potreba plodin (Water need of crops), *Vodni hospodárství* 1958, N° 7.
- (8) PYCHA M., Some water management problems in projecting spray irrigation, 4th congress in irrigation and drainage, Madrid 1960, *Report for discussion*, Question 12, R. 23, p. 12.423-12.436.

COMITE DES INSTRUMENTS

COMMITTEE OF INSTRUMENTS

IV. COMITÉ POUR LES APPAREILS UTILISÉS EN HYDROLOGIE

RAPPORT SUR LES ACTIVITÉS DE 1957-1958

1. COMPOSITION DU COMITÉ

Le comité n'a pas changé sa composition depuis 1957; ainsi les personnes suivantes font toujours partie du comité :

Président : J.B. Schijf, Rijkswaterstaat, la Haye

Membres : W.B. Langbein, U.S. Geological Survey, Washington D.C., E. Walser, Service Fédéral des Eaux, Berne.

2. RASSEMBLAGE ET CLASSIFICATION DE DONNÉES

Le président a reçu une documentation sur un nombre d'instruments de différents pays, comme le démontre la liste suivante :

	Eaux de surface	Eaux souterraines	Nombre d'instruments
Belgique	1	—	
France	44	3	
Israël	27	12	
Japon	3	—	
Pays-Bas	50	9	
Suède	15	—	
	140	24	164

Le membre correspondant du Royaume Uni a rapporté qu'un progrès considérable a été fait en préparant une liste détaillée des instruments scientifiques utilisés pour observations hydrologiques dans ce pays.

D'autres pays, en dépit de rappels souvent répétés, ont manqué de fournir des données.

La documentation qui a été reçue a été classifiée et rassemblée dans un inventaire. Le grand travail de traduction et d'édition n'a pas permis de présenter déjà maintenant cet inventaire dans sa forme complète. Toutefois ce travail sera achevé sous peu.

ir. J.B. Schijf
Président du Comité

NOTES ON THE QUESTION OF ACCURACY OF DISCHARGE MEASUREMENTS WITH A CURRENT METER

Ing. JOZEF PROCHAZKA, cand. of tech. sci.
Hydraulic Research Institute of Bratislava, Czechoslovakia.

SUMMARY

In the determination of water discharges in open channel streams it is necessary to know the accuracy and the reliability of the value that has been found.

It is supposed that in the case of point velocity measurement by means of current meter mounted on a rod or freely suspended in water or in the case of graphical or numerical evaluation of water discharges the final result is influenced by a whole series of random and mutually dependent and independent factors.

These are for example: the construction of the current meter, the influence of the temperature and turbidity of water, the inaccurate measurements of time for selected number of signals (revolutions) of the current meter, the turbulent pulsation of the velocity on the individual points of the cross-section, the deviation of the calculated mean vertical velocity from the actual one, the deviation of the calculated mean cross-section velocity from the actual one, inaccurate sounding (the profile depth measurement), the inaccurate profile width measurement at water level, the deviation of the computed cross-section area from the actual one - and other factors.

On the basis of experimental discharge measurements in the streams of Slovakia the standard deviations (variation coefficients) of random factors from the actual (i.e. expected) values are evaluated.

The final expression for the accuracy of hydrometering (in the selected reliability) depends on the basic parameters such as the number of measured verticals in the cross-section, the number of sounding verticals, number of points on one measured vertical, the number of signals observed (number of revolutions) of the current meter in each point, the mean cross-section velocity, the average depth of the cross-section, the profile width on the water surface, the type of current meter etc.

For the computations simplification and clarifying the influence of individual values on the accuracy of the resulting discharge value, the final expression is plotted by a combined nomogram.

The solution enables the comparison and evaluation of the discharge measurements performed in various streams cross-sections of the region under observation. It forms the basis for the establishment of directions for the carrying out of hydrometering with selected tolerance of the discharge value in advance.

1. PRÉFACE

1.1 For determining the water discharges in open channel profiles it is necessary to know the accuracy and reliability of the determined discharge quantity.

1.2 In the text they are used the following significant notations:

a number of points on measured vertical

b width

B flow width at the level

F cross-section area

H depth

k number of signals of selected current meter

N_v number of sounded verticals at the cross-section

N_z number of measured verticals at the cross-section

Q discharge

s standard deviation

v velocity

- v_b velocity at the bottom
- v_s velocity at the surface
- C_v variation coefficient

1.3 It is supposed that for point measurement of water velocity by current meter mounted on a rod or suspended on cable and for numerical or graphico-numerical evaluation of discharges the final result is influenced by a set of random factors, dependent or independent one another:

a) Current meter construction (there are included also the influence of temperature and turbidity of water). This factor is considered as the rating curve equation inaccuracy;

b) Inaccuracy measurements of time for k signals of the current meter. By prolongation of time of measurement, the relative error decreases;

c) Turbulent pulsation of velocity. By prolongating the time of measurement the influence of the pulsation decreases;

d) Deviation of calculated (determined) average vertical velocity from reality;

e) Deviation of the calculated average profile velocity from the actual one;

f) Error by profile depth measurement;

g) Error by profile width measurement;

h) Deviation of calculated (determined) cross-section area from the actual one;

i) Influence of water stage fluctuation and of waved level. It is supposed that a moderate unsteadiness of the water stage (until the value of about 0,5 cm/h) is not prejudicial to the discharge calculation itself. However, for calculation of the consumption curve it is necessary to know the balanced water stage. The unsteadiness of the water stage has a significant influence on its correct determination;

j) Influence of wetted perimeter variation (at movement of suspended load and at strong wind) in course of measurement is neglected. It is supposed that this variation is in time of hydrometering insignificant;

k) We neglect the influence of current meter place near the bottom or riverside on the measured velocity. We place the propeller to the major distances from the bottom or the shores;

l) The influence of the deformation of velocity longitudinal component due to the deviation of current meter from the longitudinal direction we do not consider. It is supposed that the propeller is held with wheel or rod in the longitudinal direction (vertical to the level of cross-section). The measurement it is supposed to be in a fitted measured profile. For measurements in oblique profiles and in profiles with oblique flow the accuracy of resulted value is not determined.

For numerical expression of the accuracy of hydrometering we consider the influences from a) to h) only.

2. SOLUTION OF PROBLEM

2.1 Water velocity at one point is given by the equation

$$V_p = v_{\text{actual}} + v_{\text{rating}} + v_{\text{time}} + v_{\text{pulsation}} \quad (1)$$

where

- V_p is the measured water velocity at one point
- v_{actual} is the actual water velocity in this point (a constant)
- v_{rating} is the deviation from the actual velocity due to the construction of the current meter
- v_{time} is the deviation from actual velocity due to inaccurate time measuring
- $v_{\text{pulsation}}$ is the deviation from actual velocity due to turbulent velocity pulsation

The dispersion of water velocity at one point is

$$D^2(v_p) = D^2(v_{\text{rating}}) + D^2(v_{\text{time}}) + D^2(v_{\text{pulsation}}) \quad (2)$$

2.2 Mean vertical velocity is given by equation

$$v_{mv} = \frac{1}{\sum_1^a \varphi} \sum_1^a \varphi \cdot v_p + v_{dv} \quad (3)$$

where

v_{mv} is determined average water velocity in the vertical

v_p measured water velocities in single points

φ weight of single measured velocities v_p

a number of points in the vertical

v_{dv} deviation from actual average velocity in the vertical dependent on the number and distribution of points in the vertical

Dispersion of the mean vertical velocity is

$$D^2(v_{mv}) = \frac{1}{(\sum_1^a \varphi)^2} \sum_1^a \varphi^2 \cdot D^2(v_p) + D^2(v_{dv}) \quad (4)$$

2.3. Mean profile velocity is given (numerically) by expression

$$v_{mF} = \frac{1}{\sum_1^{N_z} \varphi_H} \sum_1^{N_z} \varphi_H \cdot v_{mv} + v_{dF} \quad (5)$$

where

v_{mF} is determined average water velocity in the profile

v_{mv} is determined average water velocity in the vertical

φ_H weight of single determined velocities v_{mv}

N_z number of measured verticals in the profile

v_{dF} deviation from actual mean profile velocity, dependent on the number and distribution of verticals in the profile

Dispersion of mean profile velocity is

$$D^2(v_{mF}) = \frac{1}{(\sum_1^{N_z} \varphi_H)^2} \sum_1^{N_z} \varphi_H^2 \cdot D^2(v_{mv}) + D^2(v_{dF}) \quad (6)$$

2.4. The partial profile area is given by equation

$$f = b_v \cdot H \quad (7)$$

where

f — determined partial area of the cross-section

b_v — partial width, appertenant to one sounded depth

H — sounded depth

Dispersion of the partial area of the cross-section is

$$D^2(f) = b_v^2 \cdot D^2(H) + H^2 \cdot D^2(b_v) \quad (8)$$

2.5. Cross-section area is

$$F = \sum_1^{N_v} b_v \cdot H + H_{dF} = \sum_1^{N_v} f + H_{dF} \quad (9)$$

where

F — determined cross-section area

N_v — number of sounded depths (verticals)

H_{dF} — deviation from actual cross-section area, dependent on number and distribution of sounded depths in the profile

Dispersion of the cross-section area is

$$D^2(F) = \sum_1^{N_v} b_v^2 \cdot D^2(H) + \sum_1^{N_v} H^2 \cdot D^2(b_v) + D^2(H_{dF}) \quad (10)$$

2.6. Discharge equation is

$$Q = F \cdot v_{mF} \quad (11)$$

where

Q — determined discharge

F — determined cross-section area

v_{mF} — determined average water velocity in the profile

Dispersion of discharge value is

$$D^2(Q) = F^2 \cdot D^2(v_{mF}) + v_{mF}^2 \cdot D^2(F) \quad (12)$$

2.7. We are passing over to the dimensionless (selected) variation coefficients.

The equation then would have the form

$$C_v^2(Q) = C_v^2(v_{mF}) + C_v^2(F) \quad (13)$$

Let us propose that in equation (6) (4) (9)

$$\varphi_H = \text{const}_1 \dots \quad \text{I}$$

$$\frac{D(v_{mv})}{v_{mF}} = \text{const}_2 \dots \quad \text{II}$$

$$\varphi = \text{const}_3 \dots \quad \text{III}$$

$$\frac{D(v_p)}{v_{mF}} = \text{const}_4 \dots \quad \text{IV}$$

$$b_v = \text{const}_5 \dots \quad \text{V}$$

Let us propose further that

$$D^2(H) = \text{const}_6 \dots \quad \text{VI}$$

By replacing into equation (13) we obtain the variation coefficient of determined discharge value (in quadratic form)

$$C_v^2(Q) = \frac{1}{N_z} \cdot \frac{1}{a} \left[C_v^2(v_{\text{rating}}) + C_v^2(v_{\text{time}}) + C_v^2(v_{\text{pulsation}}) \right] + \frac{1}{N_z} C_v^2(v_{dv}) + \\ + C_v^2(v_{dF}) + \frac{1}{N_v} C_v^2(B) + C_v^2(H_{dF}) \quad (14)$$

3. DISCUSSION ABOUT INTRODUCED ASSUMPTIONS

Let us examine the influence of assumptions introduced in 2.7:

I. The assumption is exactly applicable only for regular profile (oblong or trapezoidal). In other cases it is available only approximately. Good conformity of the assumptions with reality will come in properly selected cross-sections with not very different depth in sounded verticals.

In general profile could be substituted for φ_H the depths of single verticals in the case the differencies among verticals b_z are the same—and the products $(b_z \cdot H)$ in the case the distances among verticals are not the same.

II. The assumption can be fulfilled good enough with available choice of number and distribution of points in the vertical and of the time of measurements in single points.

In general form the equation will be transformed (6) [for $\varphi_H \neq \text{const}_1$; $b_z \neq \text{const}_7$;

$$\frac{D(v_{mv})}{v_{mF}} \neq \text{const}_2] \\ C_v^2(v_{mF}) = \frac{1}{(\sum_1^z b_z \cdot H)^2} \sum_1^z b_z \cdot H \cdot C_v^2(v_{mv}) + C_v^2(v_{dF}) \quad (15)$$

III. The assumption has exactly the validity only for velocity measurements in two points of vertical with evaluation according to equation

$$v_{mv} = \frac{1}{2} (v_{0,2} + v_{0,8}) \quad (16)$$

and for measurement of velocities in three points of vertical with evaluation according to equation

$$v_{mv} = \frac{1}{3} (v_{0,2} + v_{0,6} + v_{0,8}) \quad (17)$$

For measurement of velocities in 5 points of vertical (for $\frac{D(v_p)}{v_{mF}} = \text{const}_4$) with evaluation according to equation

$$v_{mv} = \frac{1}{10} (v_s + 3 v_{0,2} + 3 v_{0,6} + 2 v_{0,8} + v_b) \quad (18)$$

the transformed equation (4) has the form

$$C_v^2(v_{mv}) = \frac{24}{100} C_v^2(v_p) + C_v^2(v_{dv}) \quad (19)$$

For measurement of velocities in three points of vertical (for $\frac{D(v_p)}{v_{mF}} = \text{const}_4$) with evaluation according to equation

$$v_{mv} = \frac{1}{4} (v_{0,2} + 2 v_{0,6} + v_{0,8}) \quad (20)$$

the transformed equation (4) has the form

$$C_v^2(v_{mv}) = \frac{3}{8} C_v^2(v_p) + C_v^2(v_{dv}) \quad (21)$$

IV. The assumption could be fulfilled good enough by available time of measurement in single points.

V. The assumption is fulfilled with uniform distribution of sounded verticals in the profile.

VI. To the assumption we should be most closely in the available cross-section with not very different water velocities in single sounded verticals.

4. NUMERICAL EVALUATION OF VARIATION COEFFICIENTS

4.1. $C_v(v_{\text{rating}})$

is dependent on the construction of current meter. For current meter FB-1 type 560, made in Czechoslovakia (METRA) the manufacturer shows the possible error $\pm 1,5\%$. Therefore we estimate

$$C_v(v_{\text{rating}}) = 0,6\% \quad (22)$$

4.2. $C_v(v_{\text{time}})$

depends on the time of measurement at one point. The maximum error by using the stop-watch should be estimated as 0,3 s (the reliability $P = 0,997$). Then a variation coefficient is given in Table 1.

TABLE 1

Time of measurement at one point (s)	$C_v(v_{\text{time}}) \%$	$[C_v(v_{\text{time}}) \%^2]$
60	0,167	0,0278
120	0,083	0,0070
180	0,056	0,0032

4.3. $C_v(v_{\text{pulsation}})$

depends on turbulent pulsation of longitudinal velocity component and on the length of measurement at one point.

For measuring by current meter there was previously derived the formula (6)

$$C_v^2(v_k) = \frac{C_v^2(v_1)}{k} \cdot \frac{1+R}{1-R} \quad (23)$$

where

- k — number of signals of current meter
- R — correlation coefficient of dependences between two signals following one another
- $C_v(v_1)$ — variation coefficient of velocity derived from one signal, given by formula

$$C_v(v_1) = \frac{S_{v1}}{v_p} \quad (24)$$

$C_v(v_k)$ — variation coefficient of velocity derived from k signals of current meter, given by formula

$$C_v(v_k) = \frac{S_{v_k}}{v_p} \quad (25)$$

Equation (23) has also the validity after multiplying by fraction $\frac{v_p^2}{v_{mF}^2}$ (for condition $v_{mF} \neq 0$). Variation coefficients—designed now with zero—have other meaning:

$$C_v^0(v_1) = \frac{S_{v1}}{v_{mF}} \quad (24')$$

and

$$C_v^0(v_k) = \frac{S_{v_k}}{v_{mF}} \quad (25')$$

available for equation (29) as $C_v(v_{\text{pulsation}})$.

From a set of turbulent pulsation velocities measurements at various depths of vertical in water courses of Slovakia with average depth from 0,2 to 5,50 m follows that the value $C_v^0(v_1)$ in the whole vertical is approximately the same and it is possible simply to think as a function of average flow with depth approximate relation

$$C_v^0(v_1) = 10 \cdot H^{0,4} \% \quad (26)$$

In this case the correlation coefficient is very close to the constant value

$$R = 0,3 \quad (27)$$

After this modification the equation (23) has the form

$$C_v^{0^2}(v_k) = \frac{100 \cdot H^{0,8}}{k} \cdot \frac{1,3}{0,7} = \frac{1}{k} 186 \cdot H^{0,8} \quad (28)$$

4.4. $C_v (v_{av})$

depends on number and distribution of points in the vertical

a) measurement at 5 points of the vertical with numerical evaluation of the average vertical velocity according to the formula (18) has

$$C_v (v_{av}) = 0,5\% \quad (29)$$

b) measurement at 3 points of the vertical with numerical evaluation of the average vertical velocity according to formula

$$v_{mv} = 0,25 (v_{0.8} + 2 v_{0.6} + v_{0.2}) \quad (30)$$

$$C_v (v_{av}) = 1,5\% \quad (31)$$

c) measurement at two points of the vertical with numerical evaluation of the average vertical velocity according to formula (16) has

$$C_v (v_{av}) = 1\% \quad (32)$$

d) measurement at one point of the vertical with evaluation of the average vertical velocity according to the formula

$$v_{mv} = v_{0.6} \quad (33)$$

$$C_v (v_{av}) = 2,5\% \quad (34)$$

e) measurement at 5 and more points with graphical evaluation (planimetry) the average vertical velocity has $C_v (v_{av})$ to be composed of the factors

$$C_v^2 (v_{av}) = C_v^2 (v_{av})^* + C_v^2 (H_g) + \frac{1}{a} C_v^2 (v_g) + C_v^2 (f_g) \quad (35)$$

TABLE 2

Size of vertical depth plotted (cm)	$C_v (H_g) \%$	$[C_v (H_g) \%^2]$
2	1,25	1,56
4	0,62	0,390
6	0,416	0,173
8	0,312	0,0975
10	0,250	0,0625
15	0,167	0,0278
20	0,125	0,0156
30	0,083	0,0070
Size of plotted velocity (cm)	$C_v (v_g) \%$	$[C_v (v_g) \%^2]$

where $C_v(v_{av})^*$ is the own variation coefficient of the graphically determined deviation of average vertical velocity from the actual one.

It should be estimated

$$C_v(v_{av})^* = 0,2\% \quad (36)$$

$C_v(H_g)$ is given by standard deviation at plotting the vertical depth. The value of this standard deviation is determined to 0,25 mm. Then $C_v(H_g)$ is given in Table 2.

$C_v(v_g)$ is given by standard deviation at the plotting of velocity in the vertical.

The size of this standard deviation is evaluated to 0,25 mm. Then $C_v(v_g)$ is given also by Table 2.

$C_v(f_g)$ is the variation coefficient of planimetry with polar planimeter. It depends on size of the planimetry area and is given in Table 3.

TABLE 3

Size of planimetry area cm ²	$C_v(f_g) \%$	$[C_v(f_g) \%^2]$
10	1,0	1,0
25	0,5	0,25
100	0,2	0,04

4.5. $C_v(v_{dF})$

depends on number and distribution of verticals in the profile. Available space of verticals is assumed, at which the first and the ultimate vertical is at least distance from the bank, of maximum a half of distance among other adjacent verticals. $C_v(v_{dF})$ is then the function of number of verticals.

From several hundreds of measurements made and comparative calculations this function would be evaluated as

$$C_v(v_{dF}) = \frac{120}{N_z^2} \quad (37)$$

where

N_z is the number of measured verticals. Resulted $C_v(v_{dF})$ is in percentage.

4.6. $C_v(H)$ is the variation coefficient of profile depth measurement. It depends on depth of vertical measured, on the one hand, and on the velocity of flowing water, on undulating of level and bottom characteristics, on the other hand.

For depth measurement with a rod the most substantial factor seems to be the water velocity in measured vertical.

From trial measurements on the Váh and Hron rivers this dependence would be evaluated as

$$C_v(H) = 2,2 \cdot v \quad (38)$$

where

v is the velocity in the vertical (m/s). For computation there is substituted the average profile velocity. $C_v(H)$ is the variation coefficient in percentage.

The validity of the equation (38) is verified for velocities to 1,5 and to 2,0 m/s and for depths to 2,0 m

4.7. $C_v(B)$

The standard deviation of flow width at level, measured with a calibrated cable drawn out from the bank to bank can be estimated to 7 cm.

At the flow width measurement with a steel tape measure (up to 20 m) we estimate the standard deviation to be of 2 cm.

At the flow width measurement with calibrated cable from section to section (given by anchored vessel) or with optical apparatus $C_v(B)$ is necessary to estimate for the every case particularly.

4.8. $C_v(H_{dF})$

depends on number and distribution of verticals sounded in profile. It is proposed the regular distribution of verticals at profile. Then $C_v(H_{dF})$ is the function of number of sounded verticals.

From some hundreds of comparative calculations made we estimate

$$C_v(H_{dF}) = \frac{250}{N_v^2} \quad (39)$$

where

N_v is the number of sounded verticals. The resulted $C_v(H_{dF})$ is in percentage. At graphical evaluation $C_v(H_{dF})$ is composed of factors

$$C_v^2(H_{dF}) = C_v^2(H_{dF})^* + \frac{1}{N_v} C_v^2(v_g, H_g) + C_v^2(F_g) \quad (40)$$

where

$C_v(H_{dF})^*$ is the proper variation coefficient which depends on number and distribution of sounded verticals at profile—estimate according to (39)

$C_v(v_g, H_g)$ is the variation coefficient of graphical plotting of values $v.H(b)$ —estimate according to Table 2.

$C_v(F_g)$ is the variation coefficient of planimetering the area (limited by the curve $v.H(b)$ and by water level) with polar planimeter—estimate according to Table 3.

5. MODIFICATION FOR PRACTICAL USE

5.1. In equation (14) some modifications should be made. The expression $C_v(v_{\text{time}})$ as insignificant value would be neglected—since we propose that the velocity measurement at one point will not sink below 30 sec. Furthermore, the expression $C_v^2(B)$ could be neglected. If the value of this expression should be necessary for more narrow profiles as 30 m it would be introduced additionally.

The equation (14) will have the form

$$C_v^2(Q) = \frac{1}{N_z} \cdot \frac{1}{f_1(a)} [C_v^2(v)_{\text{rating}} + C_v^2(v_{\text{pulsation}})] + \frac{1}{N_z} C_v^2(v_{dv}) + C_v^2(v_{dF}) + \frac{1}{N_v} C_v^2(H) + C_v^2(H_{dF}) \quad (41)$$

in which $f_1(a)$ would be determined from the Table 4.

TABLE 4

$f_1(a)$	Computation of v_{mv} according to the equation
a	(16) or (17)
$8/3$	(20)
$25/6$	(18) numerically or graphically

By introducing the determined values of variation coefficients into equation (41) in this way we obtain

$$C_v^2(Q) = \frac{1}{N_z} \cdot \frac{1}{f_1(a)} (0,36 + \frac{1}{k} 186 \cdot \bar{H}^{0,80}) + \frac{1}{N_z} f_2(a) + \frac{14400}{N_z^4} + \frac{1}{N_v} 2,2^2 \cdot v^2 + \frac{62500}{N_v^4} \quad (42)$$

$C_v(Q)$ in this equation depends on a set of variables and its computation is rather difficult. Moreover, the influence of particular variables on the value $C_v(Q)$ from mentioned function is less explicit.

To simplify and facilitate the computation and make clear the influence of single quantities on $C_v(Q)$, the equation (42) would be expressed by nomograph.

The whole calculation would be made with 5 indexes.

5.2. Number of signals k pays for current meter made in Czechoslovakia. For other types of current it is necessary to substitute

$$k = \frac{\beta \cdot N_0}{6} K \quad (43)$$

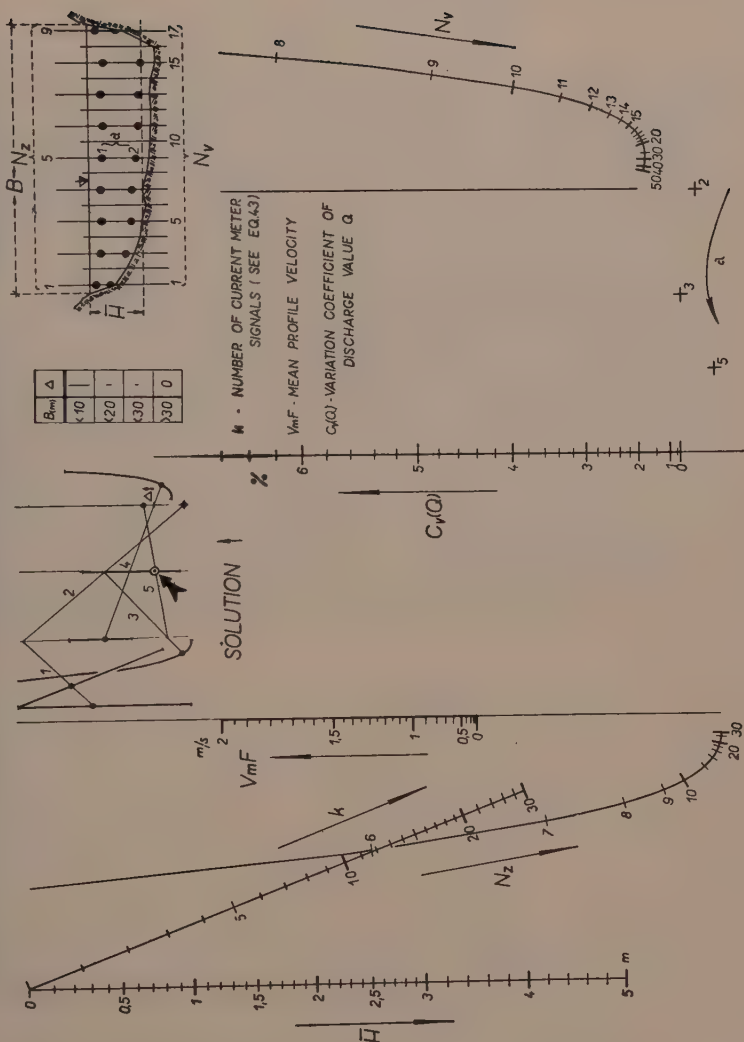
where

- β is the multiplication constant of rating equation of current meter
- N_0 is the number of revolutions between two signals of current meter
- K is the number of signals investigated.

LITERATURE

- (1) ADDISON H., Hydraulic Measurements, Chapman and Hall, London, 1946.
- (2) BLIZNÁK J.V. Vodnyje issledovanija, Rječizdat, Moskva, 1952.
- (3) BYKOV V.D., Gidrometrija, Gimiz, Leningrad, 1949.
- (4) HARLACHER A.R., Die hydrometrischen Arbeiten in der Elbe bei Tetschen, Prag, 1883.
- (5) KOLUPAILA S., Hidrometrija, Kaunas, 1940.
- (6) PROCHÁZKA J., Presnost' merania rýchlosti a prietokov vody hydrometrickým kridlom (The Accuracy of Velocity Measurement and Water Discharges with a Current Meter), Práce a štúdie, VÚV Bratislava, 1958.
- (7) SCHAFFERNAK F., Hydrographie, J. Springer, Wien, 1935.
- (8) WISLER C.O., BRATER E.F., Hydrology, J. Wiley, New York, 1951.

NOMOGRAPH FOR ACCURACY OF DISCHARGE MEASUREMENTS WITH CURRENT METER (EQ.42)



AUTOMATISCHES INTEGRATIONSGERÄT MIT SCHREIBWERKE FÜR DIE AUSWERTUNG DER WASSERSTÄNDE UND ABFLUSS VON SCHREIBPEGELN

G. BUZENGEIGER (Hannover)

Für die hydrologischen Untersuchungen ist die Kenntnis der Wasserstandsbewegungen an Hand der Ganglinien auf den Schreibpegelbogen ebenso wichtig wie die Erfassung der Tages-, Monats- und Jahresmittelwerte und ihre Verankerung in der gewässerkundlichen Statistik. Der bisherige, allgemein übliche Arbeitsgang bestand darin daß die Pegelbogen bzw. -bänder von einem Techniker mittels Planimeter oder nach dem Stechzirkel-Summenverfahren für Tagesmittel graphisch ausgewertet werden. Die gefundenen Tageswerte werden dann in die monatlichen Wasserstandslisten geschrieben und hieraus mit einer Rechenmaschine der Monatssummen und -mittelwert festgestellt. Ein dritter Arbeitsgang ist weiterhin für die Veröffentlichung im Gewässerkundlichen Jahrbuch durch Aufstellung von Jahreslisten der Wasserstände mit Berechnung der Halbjahres- und Jahresmittelwerte erforderlich. Die außerordentlich angespannte Lage auf dem Fachkräftemarkt in Deutschland zwingt dazu, diese langwierige und umständliche sowie leicht mit Fehlern behaftete Arbeitsmethode zu rationalisieren. Im folgenden soll ein Verfahren beschrieben werden, wie es auf Anregung des Unterzeichneten im Bereich der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Hannover durch den Dipl.-Ing. von Grundherr der Firma Metrawatt A.G. Nürnberg entwickelt wurde und seit kurzer Zeit angewandt wird.

Die Erfassung des Wasserstandes eines Schreibpegels erfolgt auf elektrischem Wege durch einen normalen Geber, welcher im Pegelhaus neben dem örtlichen Schreibpegel oder bei Pegeln mit Fernübertragung neben dessen Geber mit Schwimmer aufgestellt ist. Hierzu gehört ein Präzisionswiderstand, welcher in Verbindung mit einer elektrischen Brückenschaltung eine Spannung abgibt, die dem Augenblickswert des Pegelstandes jederzeit entspricht.

Mit dieser Spannung wird ein Integrationsmotor gespeist, welcher nach Art eines Milliampere-Stundenzählers für Gleichstrom die Integration über den gesamten Verlauf der Wasserstandshöhe für den gewünschten Zeitabschnitt bildet. Der Integrationsmotor ist mit einem Impulskontaktgeber ausgerüstet, wobei die Konstanten so ausgelegt sind, daß die Gesamtzahl der im Beobachtungszeitraum gegebenen Impulse dem Mittelwert der Pegelstandshöhe in cm entspricht. Die Tagesmittel könnten also mit Hilfe eines rückstellbaren Zählwerks jeweils um Mitternacht abgelesen und notiert werden. Da dieses Verfahren zu umständlich ist und eine zusätzliche Bedienung erfordern würde, ist anstelle der Speicherung in einem rückstellbaren Zählwerk eine Impulsspeicherung über sogenannte Zählmagnete — Spezialrelais mit 10 Ankern zur Speicherung von max. 10 Impulsen — getroffen, welche die Impulsgaben bis zum Ende des Beobachtungszeitraumes, also normalerweise bis nachts 24 Uhr speichert und durch einen selbsttätig ausgelösten Druckbefehl auf eine normale Olympia-Saldiermaschine eingibt.

Die Olympia-Saldiermaschine arbeitet nach dem Inputverfahren. Sie besitzt einen 30 cm breiten Schreibwagen, so daß die Wasserstandsliste für den Monat und im Durchschreibverfahren gleichzeitig die Jahresliste eingespannt werden kann. Die im Integrationsgerät elektrisch errechneten Tagesmittelwerte werden also selbsttätig auf die Liste gedruckt. Am Monatsende erhält man durch die Summentaste der Olympia-Saldiermaschine sofort den Summenwert der einzelnen Tagesmittel

für den Monat. Die einzige Tätigkeit des Auswertenden besteht, abgesehen vom Ein- und Ausspannen der Wasserstandslisten an der Olympiamaschine zu Monatsbeginn, aus der Division der Monatssummen zur Erhaltung der Monatsmittel und am Ende des Jahres der Jahresmittel. Durch das Gerät wird sehr viel zeitraubende Arbeit gespart, so dass der Techniker für höherwertige Aufgaben zur Verfügung steht. Außerdem werden Fehler ausgeschaltet.

Durch Vermendung einer mechanischen oder elektrischen Charakteristikumformung — die letztere ist wegen ihrer leichten Anpassbarkeit an Änderungen der Schlüsselkurve zu bevorzugen — kann von dem eingebauten Pegelstandsgeber über einen zusätzlichen Widerstand und eine zusätzliche Brückenschaltung gleichzeitig eine Spannung abgegeben werden, welche dem Augenblickswert des Durchflusses entspricht. Durch Verwendung einer zweiten Integrationseinrichtung ist es damit möglich, neben dem Tagesmittel des Pegelstandes auch das Tagesmittel des Durchflusses zu bilden und in eine zweite Spalte der Wasserstandsliste einzudrucken.

Weiterhin kann die Olympia-Saldiermaschine durch einen Lochkartengeber ergänzt werden, wodurch nach dem Lochkartensystem die Auszählung der Häufigkeiten und Dauerlinienwerte für Wasserstände und Abflüsse ebenfalls maschinell erledigt werden kann.

Die Einheit Integrationsgerät-Olympiabreitwagen-Saldiermaschine arbeitet seit einiger Zeit in zwei Exemplaren auf den Wasser- und Schifffahrtsämtern in Verden und Hann. Münden (Wesergebiet) für je einen Pegel I. Ordnung, deren Geber im einen Fall 18 km, im anderen 2 km entfernt sind und deren Werte elektrisch zum Amt übertragen werden. Die Ergebnisse sind nach Beseitigung einiger elektrischer Störungen durchaus zufriedenstellend und übertreffen die Genauigkeit der bisherigen Auswertungsmethode von Hand.

Voraussetzung für die Aufstellung der Gerätekombination ist ein elektrischer Anschluß der Pegelstelle, was in Deutschland im allgemeinen überall möglich ist. Die weitere Entwicklung der Anlage ist jedoch noch nicht abgeschlossen. Vielmehr wird nach einem Weg gesucht, wie man mehrere Schreibpegel eines Bezirks mit ein und demselben Gerät auswerten kann, da es wirtschaftlich nicht vertretbar ist, jeden der vielen Hunderte von Schreibpegel in der Bundesrepublik mit einem eigenen Gerät auszurüsten.

COMITE DE STANDARDISATION

COMMITTEE OF STANDARDIZATION

V. COMMITTEE OF STANDARDIZATION

The Committee held a meeting at 11.30 a.m. on Thursday, August 4, 1960, at the Forestry School of Helsinki University, under the Chairmanship of Dr. W. Friedrich (Germany).

The Chairman explained that Professor Smetana (Czechoslovakia), an Honorary President, had for many years advocated the unification of methods of observation and of the publication of results of river measurements, for the purpose of more meaningful comparison. Another advantage of such standardization was that, in undeveloped countries embarking on programmes of hydrological studies of rivers and river basins, a system of observations consistent with good international practice was immediately available.

The draft he had prepared jointly with Mr. Wolf was based on the realization that progress in international standardization would necessarily be a gradual process.

Mr. P.O. Wolf (Great Britain) then introduced the draft document entitled «Hydrology of Rivers and River Basins»: Recommendations for the Standardization of Observations and of their Publication» The first part contained a list, intended to be complete, of observations necessary for a description of the hydrology of a river and of its basin, but he was hopeful that additional forms of observation would be suggested. The second part contained a list of priorities, in that it recommended a minimum initial programme of observations and their publication. Every member present would probably wish to modify this list to suit the local requirements to which he was accustomed, and a discussion on priorities would doubtless be helpful to the Committee. The third part contained recommendations for standardization proper, of observations, publications, symbols, and units. The appendixes contained examples of the kind of standardization involved. If these examples were not acceptable to the members, they could be modified or even removed without fundamentally affecting the usefulness of the ideas put forward.

He suggested that the meeting, bearing in mind that the International Association of Scientific Hydrology must have voted in favour of the establishment of the Committee of Standardization on a previous occasion, should first reaffirm the aims stated by the Chairman; that, secondly, it might consider the mechanism (such as a re-drafting committee) whereby the work could be effectively continued; and that, thirdly, for the guidance of such a committee, members should present their criticism either verbally on that day or in writing after consultation with others in their home countries.

The Chairman then invited comments from the floor. M.A. Kohler (U.S.A.) and others suggested that, however desirable standardization might be considered to be, the International Association of Scientific Hydrology was hardly the body to sponsor standardization proposals. The World Meteorological Organization had in 1959 established a Commission for Hydrological Meteorology, many members of which were in fact present at Helsinki at that time.

Further discussion led to the general acceptance of the views (1) that the basic aim of the Committee of Standardization should be furthered, and (2) that the Commission for Hydrological Meteorology of the W.M.O. was a suitable body to sponsor such standardization.

Mr. O. Ashford (W.M.O.) thought that his Organization would be prepared

to accept the responsibility for further work. He welcomed close collaboration with I.A.S.H.

In order to ensure efficient progress, the establishment of a small working party was suggested, in preference to the use of the large group of members of the Commission for Hydrological Meteorology who were also interested in I.A.S.H.

The meeting finally agreed that detailed arrangements for the continuance of the Committee's work should be left to the officers of I.A.S.H. and W.M.O.

HYDROLOGY OF RIVERS AND RIVER BASINS: RECOMMENDATIONS FOR THE STANDARDIZATION OF OBSERVATIONS AND OF THEIR PUBLICATION

WILHELM FRIEDRICH

Germany (Chairman)

PETER O. WOLF

Great Britain

Le but de cette communication est :

1) de présenter une liste des observations nécessaires à l'établissement d'une description hydrologique complète d'une rivière et de son bassin;

2) de recommander un programme initial d'observations (ainsi que de leur publication) susceptible de fournir aux divers utilisateurs un ensemble minimum de données de bases;

3) de recommander les dispositions susceptibles de faciliter la compréhension par les techniciens de toutes les nations et la comparaison des observations, grâce à la standardisation progressive des méthodes de mesure et du mode de présentation des résultats.

The purpose of this paper is :

1) to list the observations necessary for a complete description of the hydrology of a river and of its basin;

2) to recommend the initial programme of observations and their publication which would provide the different users with a basic minimum body of information;

3) to recommend ways in which, by gradual standardization of measurement and presentation, international understanding and comparison of records may be facilitated.

1. OBSERVATIONS NECESSARY FOR A COMPLETE HYDROLOGICAL PROGRAMME

1.11 Surface run-off: measurement of stage and rate of flow

1.12 Water temperature

1.13 Hydrometeorology: the distribution of precipitation in time and space

1.14 Topography and orography

1.15 Geology, in so far as it concerns the infiltration and storage capacities and the permeability of strata

1.16 Vegetation and land management, in so far as they affect the hydrological processes

1.21 Hydrometeorology: evapo-transpiration

1.22 Geology: erodibility of strata

1.23 Solid sediment load

1.24 Dissolved materials

1.25 Hydrochemistry

1.26 Hydrobiology

1.27 Radioactivity

2. INITIAL PROGRAMME OF OBSERVATIONS AND PUBLICATION

2.1. *Phasing*

Items 1.11-1.16 above are essential for a minimum programme; items 1.21-1.27 could perhaps be left for study at a later stage.

2.2. *Observations*

2.21 Hydrometric observations

Each hydrometric service should attempt, at the outset, to lay down guide-lines for the density of the network of stations so as to ensure that all foreseeable scientific and practical needs are met. It is usual to support each first-order station by a group of second-order stations, etc.

Generally observations will be required of water stage, rate of flow, and water temperature.

No rules can be laid down here for the maintenance of the accuracy of observations of rate of flow. (See Appendix I).

2.22 Precipitation

Observations of rainfall, snow and dew will be required on a network of an adequate number of stations with the equipment commensurate with the order of each station. It is assumed that the meteorological or weather offices will do this work.

2.3 *Publications*

2.31 Recurrent publications

Year-books, and possibly weekly, monthly, quarterly and half-yearly reports, are needed to provide all users with the required hydrological information at the earliest possible date.

As a minimum, daily observations of water stage, rate of flow, water temperature and ice conditions should be noted for the most important stations; for the greater number of stations monthly averages and extremes of these observations may suffice. The heading for each station should indicate location, altitude, size of basin, first year of observations, and types of instruments and methods of measurement used.

For comparison, long-term means and extremes should be added under each heading. Standard water-stage averages may, because of variation in the river bed levels, be chosen to cover recent periods of perhaps ten years. Rate-of-flow averages, on the other hand, will usually be referred to standards of longer period. (Also see 3.2).

In order to establish a water balance, monthly and annual average depths of precipitation over the basin feeding each important hydrometric station, together with long-term standard figures established in the same manner as rate-of-flow averages, should be indicated.

2.32 Monographs

In order to provide a complete picture of all factors mentioned under 1.14, 1.15, 1.16, and 1.22, it will be necessary to compile as soon as possible monographs, containing non-ecurrent observations and analyses, for each important river basin.

3. STANDARDIZATION

3.1. *Observations*

While a uniform set of methods and instruments cannot be recommended here, it is suggested that the rules and codes of practice of such international bodies as the World Meteorological Organization and the International Standards Organization be followed.

3.2. *Publications*

Standard periods of averages have been referred to in 2.31. It may assist comparison between basins if all standard periods are made to coincide with calendar decades (e.g. 1921-30, 1921-40, 1911-50, etc.)

3.3. *Symbols*

Professor Smetana, in his original proposals for the establishment of the Committee of Standardization, stressed the desirability of uniform symbols. For examples see Appendix II.

3.4. *Units*

Ultimately the universal adaption of the same units will be desirable. For the metric units current in many countries see Appendix III.

Where other units are now current, it is desirable for columns in terms of standard units to be included simultaneously in publications which may be exchanged internationally.

APPENDIX I—ACCURACY OF OBSERVATIONS

a) *Rate of flow*

It seems inappropriate to quote any figures of rate of flow to more than three (or possibly four) significant figures.

b) *Water Stage*

At first-order stations, water stage is to be measured to the nearest centimetre (cm).

c) *Temperature*

At first-order stations, water temperature is to be read to the nearest 0.1 °C.

APPENDIX II—EXAMPLES OF SYMBOLS

HHW	Highest high water
HW	High water (instantaneous)
MHW	Mean of HW values
MW	Mean of all daily water stages
NW	Low water (instantaneous)

MNW Mean of NW values
 NNW Lowest low water
 etc.
 HHQ Highest rate of flow
 etc.
 HHq Highest specific rate of flow (Q divided by catchment area)
 etc.
 HHt Highest water temperature

APPENDIX III—METRIC UNITS

km ² (square kilometre)	basin area
mm (millimetre)	depth or height of precipitation, run-off, or evaporation
cm (centimetre)	water stage
m ³ /sec (cubic metre per second)	rate of flow
l/sec. km ² (litre per second per square kilometre)	specific rate of flow
°C (degree centigrade)	water temperature

COMITE DES SUBSTANCES DISSOUTES

COMMITTEE OF DISSOLVED MATTERS

VI. COMMITTEE OF DISSOLVED SOLIDS

August 4, 1960

Professor H. Schoeller kindly chaired the afternoon session. The Committee's progress report was presented by W.H. Durum, details of which are found in Commission of Surface Water Publications 51, beginning on p. 618. The Committee report shows that streamflow data and chemical quality information are available from most of Europe, from about half the places in Asia, all of North America, and parts of Africa and South America. Evaluation of results to date has progressed sufficiently for the Committee to complete its study in the next few months if information can be obtained soon from the following places: Danube, Rhone, Garonne, Ebro, Irrawaddy, Indus, Salween, Niger, Zambezi, Nile, Amazon, Orinoco, Parana, Tocantins, Magdalena, Uruguay, Sao Francisco, and the rivers of China.

Mr. Peter Wolf inquired if it was not feasible for such a large representation of hydrologists from many countries to respond to this request without large inconvenience and difficulty. Several scientists offered assistance, some of which will provide coverage in areas not included in the study of principal rivers. Among these were:

- M. Wijngaarden (Lower Rhine)
- M. Mansell Moullin (Tigris-Euphrates)
- S. Schmorak (Israel)
- A.P. Campbell (New Zealand)
- S. Zein (Sudan)

As much activity has occurred in the past few months, all computations and accomplishments to date do not appear in the progress report in Publication 51. Conferees expressed the desire to see further published report of the Committee. This was assured either through facilities of the IAH or technical publications of affiliate agencies.

It is a pleasure to welcome Gerard Tison and L. Cherardelli as new members of the Committee.

Our goal of summarizing quantitative streamflow and discharge of chemical substances from the lands to the oceans is in sight. However, numerous data are needed for many places before correlative studies relating chemical substances to each other, to their environment, and to streamflow can be made available for some places. The Committee is grateful to many hydrologists who have contributed liberally of their time and from their reservoirs of information and to those who will respond to further needs.

W.H. Durum

TABLE DES MATIÈRES — CONTENT

I. COMMISSION D'ÉROSION CONTINENTALE COMMISSION OF LAND ÉROSION

<i>COMPTES-RENDUS DES SEANCES.</i>	7
<i>COMMUNICATIONS PRESENTÉES</i>	
F. FOURNIER. — Débit solide des cours d'eau. Essai d'estimation de la perte en terre subie par l'ensemble du globe terrestre.	19
F. BAUER. — Entwicklung des Entnahmegerätes für Schwebstoffmessungen.	23
J. TIXERONT. — Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie.	26
H. VAN WIJNGAARDEN. — The influence of Riverworks on the Equilibrium of the Riverbottom in the Vicinity of the Bifurcations of the River in the Netherlands	42
N. KOROLEFF. — Chemical Composition of lake water from Kallavesi.	58
C. VITA-FINZI. — Post-Roman Erosion and deposition in the Wadis of Tripolitania	61
Prof. J. TRICART. — Les modalités de la morphogénèse dans le lit du guil au crue de la mi-juin 1957 cours de la	65
M. M. THUROVSEV. — Several Methods of Quantitative register of Soil Losses due to water- and wind-erosion	74
G. L. SURMACH. — Application of artificial sprinkling in the study of soil permeability, run-off and ablation	75
K. L. KHOLUPYAK. — Antierosional Arrangement of forest plantations and its quantitative indices	81
S. Sc. Ing. Vladimir KOZLIK. — Elements of Protective Effect of hydraulic erosion control	82
Ing. Dr. Jan DVOŘÁK. — Surface Runoff as factor of water erosion C. Sc.	98
T. GAZZOLO ET G. BASSI. — Contribution à l'étude du degré d'érosion des sols constituant les bassins versants des cours d'eau italiens.	112
H. KURON, GIESSEN. — Long-term measurements of run-off and soil loss on three typical soils of Germany. Langfristige messungen von abfluss und abtrag auf drei typischen boden Deutschlands	135
L. JUNG. — The influence of the stone cover on run-off and erosion on slate soil der einfluss der steinauflage auf abfluss abtrag von schieferverwitterungsboden	143
O. BIRCK. — The soil protecting role of the litter of broadleaved forests.	154
B. KAZO and A. TOTH. — Emploi d'un moyen de conditionnement contre l'érosion des sols	164
THOMAS MADDOCK, JR. — Erosion control on five mile creek, wyoming.	170
H. V. PETERSON and R. F. HADLEY. — Effectiveness of erosion abatement practices on semiarid rangelands in western United States.	182
B. B. GOSSAK. — On the mechanism of the erosion under furrow irrigation.	192
D. L. ARMAND. — Methods of projecting a network of forest shelterbelts to fight erosion	200
A. S. SCORODUMOV. — About methods of studying of agrotechnical control with the water erosion of soils	201
O. DUB. — La détermination de l'intensité de l'érosion d'eau par les méthodes hydrologiques	202
	525

II. COMITÉ DES PRÉCIPITATIONS COMMITTEE OF PRECIPITATION

<i>COMPTES RENDUS DES SEANCES.</i>	209
<i>COMMUNICATIONS PRÉSENTÉES</i>	
T. BERGERON. — Preliminary results of «Project Pluvius»	226
G. TSCHIRHART. — Notes sur la variation temporelle des précipitations. . .	238
G. R. KENDALL. — The cube-root-normal distribution applied to canadian monthly Rainfall totals	250
Prof. Ing. EGIDIO INDRI. — A comparison between the precipitations measured during the same period at the «Astronomico» and «Magrini» observatoires of Padua	261
Yves BRUNET-MOTRE. — Méthode d'analyse de la répartition des précipitations dans le temps et dans l'espace	268
Von K. HEIGEL. — Die orographisch bedingte veränderlichkeit des niederschlags am hohenpeissenberg	278
Von Dr. JOHANNES GRUNOW. — Variationen der Niederschlagsstruktur und ihre messtechnische erfassung	285
Von Dr. J. GRUNOW. — Ergebnisse mehrjähriger messungen von niederschlägen am hang und im gebirge	300
J. JACQUET. — Répartition spatiale des précipitations à l'échelle fine et précision des mesures pluviométriques	317
MARC SCHOELLER. — Teneurs mensuelles et annuelle en chlore de l'eau de pluie dans le bassin d'Aquitaine	343
Félix Edmond PASTEUR. — Considérations sur la rosée.	351

III. COMITÉ DE L'ÉVAPORATION ET DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION COMMITTEE OF EVAPORATION AND EVAPO-TRANSPIRATION

FRANKLIN F. SNYDER. — Evaporation on the Great Lakes.	364
Ing. JIRÍ VÁŠA. — Course of free water surface evaporation in various periods of time	377
B. BROCKAMP und H. WENNER. — Eine neue verdunstungsapparatur fur binnengewasser	386
Dr. L. WARTENA D. Sc. — A method for computing lake evaporation. . .	392
E. I. MUKAMMAL and J. P. BRUCE. — Evaporation measurements by pan and atmometer	408
N. E. RIDER and J. R. PHILIP. — Advection and Evaporation.	421
O. E. LEPPANEN and G. E. HARBECK Jr. — A test of the energy-balance method of measuring evapotranspiration	828
J. VIRTÁ. — Evapotranspiration measurements in a string fen in northern Finland	438
A. G. BRUGGEMAN. — The effect of dry periods on the moisture content of the soil in some dutch polders	442
J. Q. KEIJMAN. — A test of the aerodynamic method for the determination of evaporation	451
S. SUZUKI. — Measurements of evaporation and transpiration by rice in Japan	457
Artúr ŠERMER. — Method of Measurement and determination of evaporation losses from water surfaces	467
Ing. Dr. MILOSLAV PYCHA and Ing. Josef SLEPICKA. — Water consumptive use of sugar-beet on coarse textured soils	482

IV. COMITÉ DES INSTRUMENTS COMMITTEE OF INSTRUMENTS

ing. JOZEF PROCHAZKA cand. of tech. sci. — Notes on the question of accuracy of discharge measurements with a current meter	498
g. BUZENGEIGER. — Automatisches integrationsgerät mit schreibwerke für die auswertung der wasserstände und abfluss von schreibpegeln. . . .	510

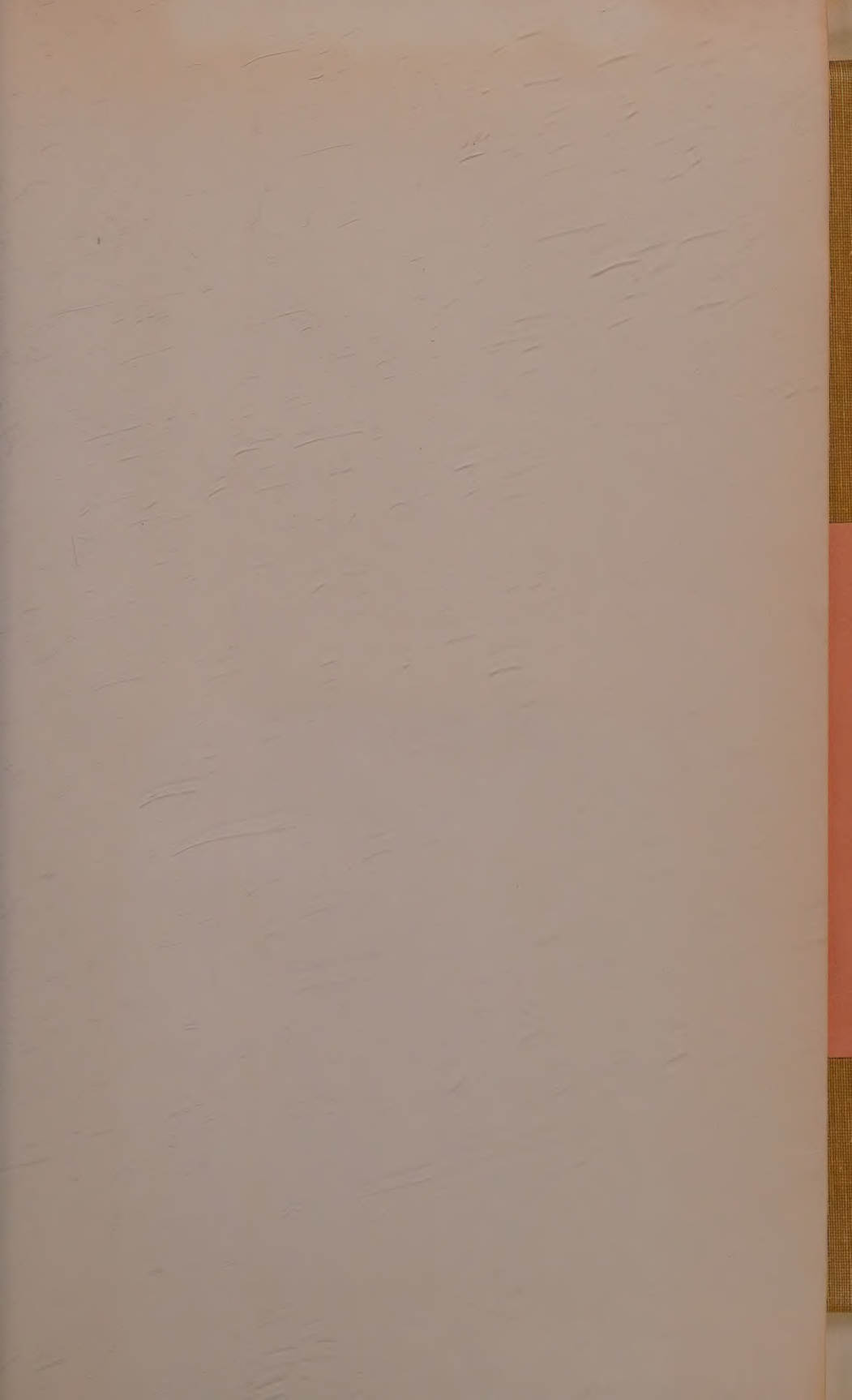
V. COMITÉ DE STANDARDISATION COMMITTEE OF STANDARDIZATION

VILHELM FRIEDRICH. PETER O. WOLF. — Hydrology of rivers and river basins: recommendations for the standardization of observations and of their publication	515
--	-----

VI. COMITÉ DES SUBSTANCES DISSOUTES COMMITTEE OF DISSOLVED MATTERS 523

40.779) Établissements Ceuterick, s.c., 153, rue de Bruxelles, Louvain
Dir. L. Pitsi, 25, rue Dagobert, Louvain (Belgique)

PRINTED IN BELGIUM



[illegible]

PRINTED IN U.S.A.